

Научная статья

УДК 552.3: 548.4

doi: 10.17223/25421379/34/4



УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВ УЛОРСКОГО УЛЬТРАБАЗИТОВОГО МАССИВА (ЮЖНАЯ ТУВА)

**Владимир Александрович Симонов¹, Алексей Васильевич Котляров²,
Алексей Иванович Чернышов³, Владислава Сергеевна Петрусёва⁴, Николай Семенович Карманов⁵**

^{1,2,4,5} *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*

³ *Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия*

² *kotlyarov@igm.nsc.ru*

³ *aich1953@mail.ru*

⁵ *krm@igm.nsc.ru*

Аннотация. Офиолиты Улорского массива (Южная Тува) формировались в древней зоне субдукции в ходе развития окраинно-морского бассейна с корой океанического типа при разрыве континентальной коры. На основе данных по минералам и расплавленным включениям установлены параметры магматической кристаллизации (при 6,5 кбар) оливина (1490–1300 °С), хромита (1360–1180 °С) и клинопироксена (1320–1185 °С) в дунитах. Последующие процессы субсолидусной рекристаллизации (1235–1070–980 °С) сменялись деформациями ультрабазитов.

Ключевые слова: офиолиты Улорского массива, Южная Тува, дуниты, расплавленные включения, пластические деформации

Источник финансирования: работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400057-2) при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

Для цитирования: Симонов В.А., Котляров А.В., Чернышов А.И., Петрусёва В.С., Карманов Н.С. Условия формирования офиолитов Улорского ультрабазитового массива (Южная Тува) // Геосферные исследования. 2025. № 1. С. 51–72. doi: 10.17223/25421379/34/4

Original article

doi: 10.17223/25421379/34/4

CONDITIONS OF THE ULOR MASSIF OPHIOLITES FORMATION (SOUTH TUVA)

**Vladimir A. Simonov¹, Alexey V. Kotlyarov², Alexey Iv. Chernyshov³,
Vladislava S. Petruseva⁴, Nikolai S. Karmanov⁵**

^{1,2,4,5} *V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia*

³ *National Tomsk National Research State University, Tomsk, Russia*

² *kotlyarov@igm.nsc.ru*

³ *aich1953@mail.ru*

⁵ *krm@igm.nsc.ru*

Abstract. Geological and petrological studies have shown that the Ulur massif is an ophiolite association with an almost complete set of rocks characteristic of classical ophiolites: a tectonized dunite-harzburgite base complex + a layered dunite-wehrlite-pyroxenite-gabbro series + a complex of upper gabbro and gabbro-dolerites. Petrochemical, geochemical and mineralogical studies indicate the formation of ophiolites of the Ulur massif in the ancient subduction zone with the development of marginal-marine basins with oceanic-type crust at the break of the paleocontinental granitoid crust.

Data on mineralogy and thermobarogeochemistry indicate the presence in the ophiolites of the Ulur massif of dunites containing silicate multiphase inclusions in Cr-spinels, similar in a number of reliable features to melt inclusions, which is direct evidence of magmatogenic crystallization of ultrabases. The analysis of the inclusions showed that high-Mg (MgO 20–30 wt.%) picrite magmas, which correspond in composition to the ultramafic rocks of layered ophiolite complexes, played an important role in the formation of dunites of the Ulur massif.

Using an olivine-chromite thermometer [Coogan et al., 2014], it was found that dunites of the Ulur massif are dominated by fairly high crystallization parameters (1465–1300 °С), but moderate temperatures (1235–1070–980 °С) characteristic of subsolidus recrystallization are also determined ultramafic.

The presence of clinopyroxene in the dunites of the Ulur massif made it possible to establish the PT conditions for the crystallization of this mineral using the WinPLTb program [Yavuz, Yıldırım, 2018]: 1250 °С, 6.5 kbar.

Modeling of liquidus crystallization of melts with a picritic (20.61 wt %) MgO content using the PETROLOG program [Danyushevsky and Plechov, 2011] at a pressure of 6.5 kbar indicates that olivine was formed at temperatures of 1490–1455 °C, and chrome spinel, at 1360–1180 °C.

Calculations of isobaric (6.5 kbar) equilibrium crystallization of a high magnesian (MgO – 20.61 wt %) melt using the COMAGMAT program [Ariskin, Barmina, 2004] show the massive formation of olivine starting from 1480 °C, and clinopyroxene starting from 1320 °C.

In general, based on information on the composition of minerals and melt inclusions in chrome spinels, the PT parameters of magmatic crystallization of minerals from dunites of the Ulur massif, which occurred under isobaric (6.5 kbar) conditions of the intrusive chamber, were established: olivine – 1490–1300 °C, chrome spinel – 1360–1180 °C, clinopyroxene – 1320–1185 °C. Magmatic processes were completed (1235–1070–980 °C) by subsolidus recrystallization of dunites.

The further postmagmatic history of the development of the dunites of the Ulur massif was determined by plastic deformations and solid-phase flow, which led to a successive change of petrostructural types: protogranular → protogranular with porphyroclastesis → mesogranular → porphyroclastic.

Keywords: Ulur massif ophiolites, South Tuva, dunites, melt inclusions, plastic deformations

Source of financing: The work was performed on the state assignment of IGM SB RAS (N 122041400057-2), with the financial support by the Ministry of Science and Higher Education.

For citation: Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Chernyshov A.I., Petrusheva V.S. Karmanov N.S. Conditions of the Ulur massif ophiolites formation (South Tuva). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 51–72. doi: 10.17223/25421379/34/4

Введение

Для расшифровки процессов развития складчатых структур большую роль играют офиолитовые ассоциации, представляющие структуры древних океанических областей. Исследования офиолитов приобрели особое значение и широкие масштабы в связи с развитием концепции тектоники плит. При этом главной причиной пристального внимания к офиолитовым ассоциациям послужили работы по изучению дна современных океанов, убедительно показавшие, что офиолиты во внутриконтинентальных складчатых областях представляют собой океаническую литосферу геологического прошлого.

Значительную часть в составе офиолитов занимают ультраосновные породы, поэтому ранее эти ассоциации выделялись в качестве самостоятельных гипербазитовых массивов, а сосуществующие базитовые породы рассматривались как вмещающие комплексы. Подобный подход был использован и предыдущими исследователями Улорского ультрабазитового массива, расположенного на северо-востоке Агардагской зоны в Южной Туве (рис. 1). Впервые ультраосновные комплексы в данном регионе были исследованы А.И. Ильиным и В.М. Моралевым в 1952–1954 гг. при проведении геолого-съёмочных работ. В 1962–1964 гг. Р.Т. Уссар и В.К. Шульга провели поисково-съёмочные работы в районе этого массива [Леснов и др., 2019]. В 1978 г. здесь проводились поисковые работы на хромитовые руды [Кужугет, Кудрявцев, 1981]. В дальнейшем геолого-петрологические особенности Улорского массива рассматривались в ряде публикаций [Гоникберг, 1995; Лоскутов и др., 1999; Леснов и др., 2019].

В результате экспедиционных работ при участии одного из авторов (В.А. Симонов) данной статьи был собран представительный материал, послуживший основой для выяснения условий формирования Улорского ультрабазитового массива. Прежде всего, в результате детального картирования было установлено, что этот массив представляет собой фактически офиолитовую ассоциацию, содержащую гипербазиты основания, расслоенную ультрабазит – базитовую серию и комплекс верхних габбро и габбро-долеритов.

В целом характерной особенностью проведенных нами исследований является комплексный подход, сочетающий детальное картирование и отбор образцов основных типов пород Улорского массива, с последующей обработкой собранной коллекции с использованием современных петролого-минералогических и термобарогеохимических методов, включающих изучение расплавных включений в хромшпинелидах. Представительный объем полученной оригинальной информации по составам минералов и включений позволил провести расчетное моделирование для выяснения *PT*-параметров кристаллизации ультрабазитов Улорского массива.

Методы исследования

Исследования образцов, представляющих различные комплексы в офиолитах Улорского массива, проводились преимущественно в Институте геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН и в Центре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск).

Петрохимические составы пород Улорского массива определены рентгенофлуоресцентным методом

на спектрометре ARL-9900-XP (Thermo Electron Corporation, США). Для контроля использованы государственные стандартные образцы горных пород (MU – 1, CT – 1A и др.).

Содержание редких элементов в породах Улорского массива установлено атомно-абсорбционным, рентгенофлуоресцентным (ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск) и атомно-эмиссионным спектральным (СНИИГТИМС, г. Новосибирск) анализами.

Исследования расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива выполнены в лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН.

Оливины и хромшпинелиды из дунитов Улорского массива анализировались электронно-зондовым методом на микроанализаторе JXA-8100 (JEOL Ltd, Япония). Составы силикатных включений и хромшпинелидов-хозяинов около включений определены на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding, Чехия), оборудованного с системой микроанализа Aztec Energy XMax-50 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd, Великобритания) в соответствии с методикой, изложенной в работе [Лаврентьев и др., 2015].

В случае многофазных расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива на сканирующем микроскопе анализировались химические составы отдельных микрофаз. Далее оценивались суммарные площади, занимаемые разными типами фаз в разрезе включения. Данные по этим площадям рассчитывались с помощью программы ArcGis 10.3, которая обычно применяется как ГИС-система, работающая с географическими координатами. Затем вычисляется соотношение этих площадей. В итоге, зная химический состав фаз и соотношение занимаемых ими суммарных площадей, определяем общий состав включения. При этом достоверность полученных таким путем данных об общем составе многофазных включений, несомненно, должна быть подтверждена независимыми методами. В нашем случае реальность полученных валовых составов многофазных включений в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива подтверждается их соответствием составам ультрамафитов (верлиты, пироксениты) из офиолитов Агардагской зоны (см. далее в разделе про расплавные включения).

Температуры формирования дунитов Улорского массива были оценены с помощью оливин-хромитового термометра [Coogan et al., 2014].

Для определения PT – условий кристаллизации клинопироксена в дунитах Улорского массива использована программа WinPLtb, основанная на соотношениях составов пироксена и расплава, из которого он кристаллизуется [Yavuz, Yildirim, 2018]. Состав расплава был оценен на основе анализа валового

состава расплавных включений в хромшпинелидах из этих дунитов.

Физико-химические параметры магматогенной кристаллизации дунитов Улорского массива были рассмотрены также с помощью программ PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] и COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004] на основе данных по расплавным включениям в хромшпинелидах.

Основные характеристики офиолитов Улорского массива

Экспедиционные работы показали, что Улорский массив представляет собой фактически ультрабазит-базитовую офиолитовую ассоциацию, содержащую комплекс тектонизированных гипербазитов (дунит-гарцбургитовый), расслоенную (дунит-верлит-пироксенит-габбровую) серию и комплекс верхних габбро и габбро-долеритов (рис. 1).

Улорский офиолитовый массив имеет в плане удлиненную форму, осложненную интрузиями гранитоидов. Он залегает на границе венд-нижнекембрийских отложений и позднепротерозойских метаморфических образований и представляет собой пластинообразное тело северо-восточного простирания, ограниченное тектоническими нарушениями, круто падающими ($70\text{--}80^\circ$) на северо-запад. В южном, лежащем контакте гипербазиты непосредственно залегают на метаморфических образованиях, представленных мраморами, двуслюдяными и амфиболовыми сланцами и гнейсами. По северному и северо-западному краю офиолиты контактируют с нижнекембрийскими конгломератами, песчаниками, сланцами, туфопесчаниками (рис. 1).

В общей пластине Улорских офиолитов с юга на север выделяются три полосы:

1. Основанием офиолитового разреза служит комплекс тектонизированных гипербазитов, непосредственно контактирующий с вмещающими породами на юге и представленный дунитами, гарцбургитами и серпентинитами. Дуниты составляют более половины площади выхода ультраосновных пород. Гарцбургиты имеют подчиненное значение и наблюдаются преимущественно в северо-восточной части массива. Здесь же присутствуют хромитоносные дуниты. Необходимо отметить, что для дунитов и гарцбургитов этого комплекса характерны структуры пластических деформаций.

2. Далее к северу тектонизированные гипербазиты сменяются относительно узкой, но протягивающейся по всей длине Улорского массива полосой расслоенного дунит-верлит-пироксенит-габбрового комплекса, содержащей сложное чередование полосо-

видных и линзовидные тел аподунитовых серпентинитов, а также верлитов в тесной ассоциации с пироксенитами.

3. Следующей к северу (вплоть до контакта с вмещающими породами) является полоса верхнего офиолитового комплекса, содержащего сложную ассоциацию мелкозернистых верхних габбро, габбро-долеритов и тоналитов (рис. 1).

Составы пород из офиолитов Улорского массива были изучены на основе аналитической обработки образцов, собранных преимущественно авторами статьи, и представлены в табл. 1, 2. При этом часть анализов была опубликована нами ранее при рассмотрении более общих вопросов, связанных с офиолитами Тувы [Лоскутов и др., 1999; Куренков и др., 2002].

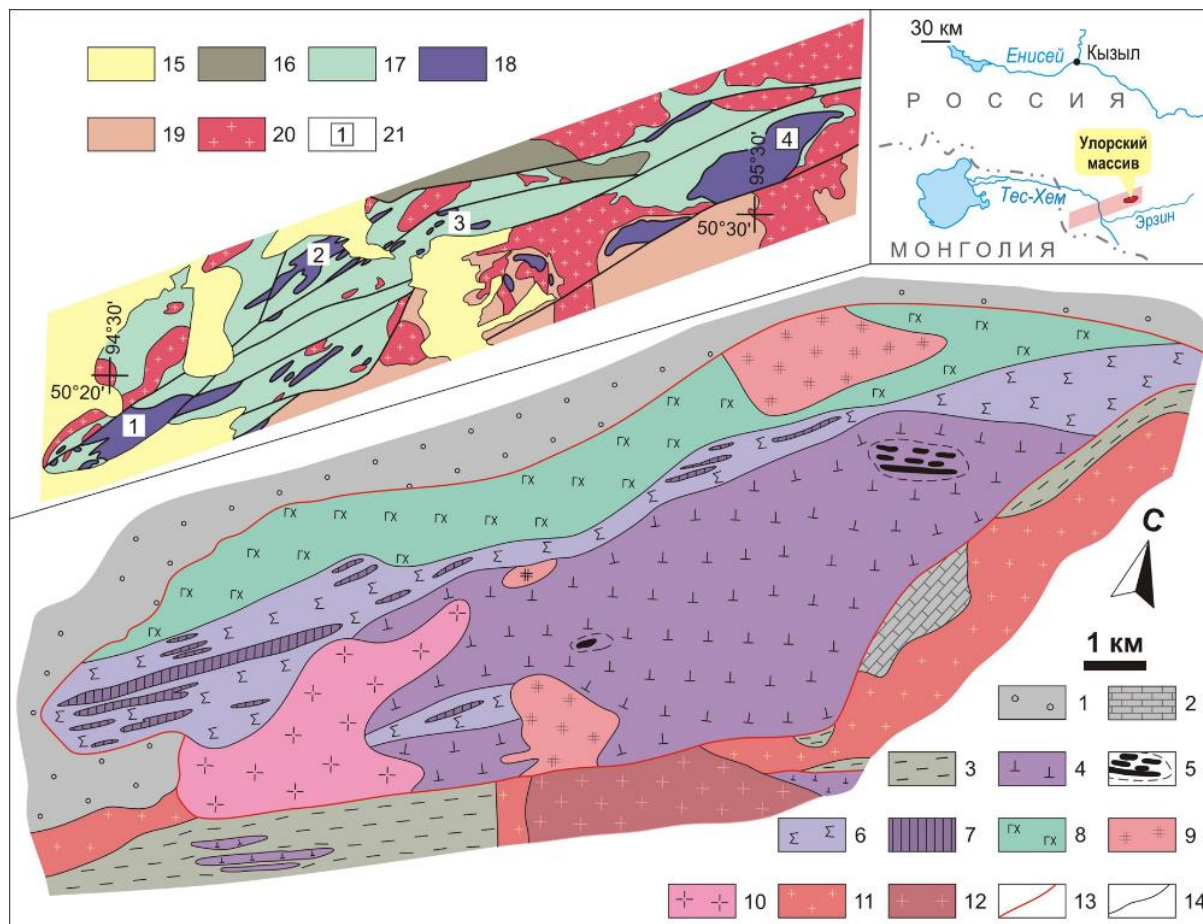


Рис. 1. Схема геологического строения офиолитовой ассоциации Улорского массива

Вмещающие комплексы: 1 – метаморфизованные конгломераты, песчаники и т.п.; 2 – карбонаты; 3 – кристаллические сланцы. Офиолитовые комплексы: 4 – тектонизированные гипербазиты (дуниты, гарцбургиты, серпентиниты); 5 – хромиты; 6 – расслоенный дунит-верлит-пироксенит-габбровый комплекс; 7 – отдельные тела ультрабазитов (верлиты, серпентиниты) в расслоенном комплексе; 8 – комплекс верхних габбро, габбро-долеритов, тоналитов. Различные типы гранитоидов: 9, 10 – внутри пластины офиолитов, 11, 12 – среди вмещающих пород. 13 – границы офиолитовой ассоциации; 14 – прочие границы. 15 – четвертичные отложения; 16 – девонские осадочные породы; 17 – вулканогенно-осадочные породы Агардагской зоны; 18 – офиолиты; 19 – метаморфические породы Сангиленского блока; 20 – гранитные комплексы; 21 – участки детальных исследований: 1 – Агардагский; 2 – Карашатский; 3 – Чонсайский; 4 – Улорский. Схема составлена В.А. Симоновым на основе экспедиционных исследований с использованием материалов из работ [Кужугет, Кудрявцев, 1981; Лоскутов и др., 1999; Леснов и др., 2019]

Fig. 1. Scheme of the geological structure of the Ulur massif ophiolite association

Host complexes: 1 – metamorphosed conglomerates, sandstones, etc.; 2 – carbonates; 3 – crystalline schists. Ophiolite complexes: 4 – tectonized ultramafic rocks (dunites, harzburgites, serpentinites); 5 – chromites; 6 – layered dunite-wehrlite-pyroxenite-gabbro complex; 7 – individual bodies of ultramafic rocks (wehrlites, serpentinites) in a layered complex; 8 – complex of upper gabbro, gabbro-dolerites, tonalites. Different types of granitoids: 9, 10 – inside the ophiolite plate, 11, 12 – among the host rocks. 13 – boundaries of ophiolite association; 14 – other borders. 15 – Quaternary deposits; 16 – Devonian sedimentary rocks; 17 – volcanogenic-sedimentary rocks of the Agardag zone; 18 – ophiolites; 19 – metamorphic rocks of the Sangilen block; 20 – granite complexes; 21 – areas of detail study: 1 – Agardag, 2 – Karashat, 3 – Chonsair, 4 – Ulur. The scheme was compiled by V.A. Simonov on the basis of expeditionary studies using materials from [Kuzhuget, Kudryavtsev, 1981; Loskutov et al., 1999; Lesnov et al., 2019]

Таблица 1

Представительные анализы пород из офиолитов Улорского массива, мас. %

Table 1

Representative analyses of rocks from Ulor massif ophiolites, wt. %

№ п.п.	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
1	C-126-89	47,89	1,14	15,42	9,90	0,18	9,73	8,93	2,79	0,28	0,25	3,42	99,93
2	C-12B-89	47,81	1,17	15,57	9,67	0,19	8,66	6,97	4,30	0,32	0,26	4,88	99,80
3	C-12Д-89	51,07	0,31	14,65	11,46	0,34	7,27	8,66	1,55	0,11	0,08	4,50	100,00
4	C-12е-89	43,81	0,41	17,52	13,47	0,24	8,98	10,67	0,30	0,02	0,09	4,78	100,29
5	C-12ж-89	40,36	1,23	12,78	21,64	0,33	8,01	11,38	0,30	0,07	0,20	3,36	99,66
6	C-50A-86	46,44	0,50	15,83	14,95	0,96	6,59	13,24	1,05	0,15	0,03	1,18	100,92
7	C-50B-86	51,24	1,22	14,42	11,43	0,17	5,61	13,33	1,50	0,08	0,18	1,08	100,26
8	C-50B-86	49,89	1,38	14,58	12,41	0,23	7,21	10,85	2,25	0,15	0,12	1,29	100,36
9	C-50E-86	51,63	1,37	14,72	14,47	0,29	5,58	8,18	3,15	0,09	0,14	0,46	100,08
10	C-76B-83	53,44	1,68	14,48	14,44	0,26	4,34	8,32	2,80	0,12	0,17	0,19	100,24
11	C-34B-86	51,80	0,98	11,95	10,64	0,22	9,20	10,11	2,80	0,21	0,51	2,03	100,45
12	C-43A-86	51,97	0,92	15,69	11,18	0,24	2,93	15,05	0,46	0,05	0,06	1,76	100,31
13	C-10A-89	48,94	1,32	15,06	15,06	0,18	6,29	8,55	3,85	0,17	0,12	0,52	100,06
14	C-10Г-89	50,63	0,68	15,78	11,33	0,22	7,33	9,70	3,48	0,18	0,06	1,08	100,47
15	C-10E-89	49,13	1,00	14,14	16,09	0,22	6,47	7,54	4,35	0,14	0,09	1,18	100,35
16	C-10И-89	58,31	1,78	14,38	8,06	0,17	5,28	6,16	5,14	0,06	0,16	0,54	100,04
17	C-10Л-89	51,70	1,53	14,62	15,65	0,15	4,48	7,39	3,55	0,10	0,15	0,34	99,66
18	C-10М-89	53,03	1,55	14,45	15,23	0,15	4,74	5,53	4,30	0,09	0,16	0,42	99,65
19	C-11B-89	51,98	1,11	14,54	13,61	0,18	7,15	8,29	2,39	0,05	0,10	0,60	100,00
20	C-11Г-89	49,58	0,82	15,58	12,03	0,19	7,47	9,63	2,86	0,06	0,07	1,32	99,61
21	C-11Ж-89	49,49	0,89	15,58	12,16	0,19	7,68	11,24	1,97	0,05	0,09	0,78	100,12
22	C-11З-89	49,21	0,93	15,43	12,63	0,20	7,74	11,62	2,04	0,05	0,08	0,27	100,20
23	C47-1-89	41,88	0,19	3,03	12,54	0,17	27,45	5,09	0,3	0,01	0,03	9,45	100,14
24	C-47-89	40,43	0,13	3,93	13,19	0,2	28,55	5,05	0,3	0,02	0,03	8,54	100,37
25	C47-89	40,44	0,14	3,82	12,85	0,19	28,59	4,87	0,3	0,02	0,03	8,45	99,70
26	C-13-B-89	43,54	0,1	1,71	7,59	0,15	29,59	9,58	0,3	0,01	0,03	7,32	99,92
27	C-20-V-89	37,41	0,03	0,57	7,45	0,11	37,4	0,09	<0,3	<0,03	0,03	16,64	100,06
28	C-21-B-89	41,84	0,03	0,39	9,51	0,14	40,38	0,65	<0,3	<0,01	0,03	6,84	100,12
29	C-50-89	35,63	0,03	0,6	11,44	0,16	40,89	0,13	<0,3	<0,01	0,03	11,03	100,25
30	C-20-Г-89	40,25	0,03	0,56	8,58	0,12	40,93	0,26	<0,3	<0,01	0,03	8,97	100,04
31	C-20-B-89	41,03	0,03	0,81	8,68	0,14	41,03	0,95	<0,3	<0,05	0,03	7,3	100,35
32	C-20-A-89	41,95	0,03	0,72	8,69	0,14	41,46	0,86	<0,3	<0,07	0,03	5,82	100,07
33	C-21-A-89	41,14	0,03	0,61	7,71	0,11	41,5	0,36	<0,3	<0,02	0,03	8,46	100,27

Примечание. 1–5 – габбро-долериты из офиолитов Улорского массива; 6–22 – долеритовые и габбро-долеритовые дайки офиолитов Агардагской зоны: Карашатский (6–12) и Чонсаирский (13–22) участки; 23–33 – верлиты (23–26) и дуниты (27–33) из офиолитов Улорского массива.

Note. 1–5 – gabbro-dolerites from the Ulor massif ophiolites; 6–22 – dolerites and gabbro-dolerites ophiolite dikes of the Agardag zone: Karashat (6–12) and Chonsair (13–22) areas; 23–33 – wehrlites (23–26) and dunites (27–33) from the Ulor massif ophiolites.

Общие особенности петрохимического состава пород из офиолитов Улорского массива хорошо видны на тройной диаграмме AFM, часто используемой многими исследователями именно в случае офиолитовых ассоциаций (рис. 2). Здесь дуниты приурочены к метаморфическим тектонизированным гипербазитам основания офиолитов, а верлиты располагаются в поле ультраосновных кумулятов.

Данные по породам габбро-долеритового комплекса находятся в области толеитовых пород и тесно ассоциируют с полями базальтов из рифтогенных бассейнов Красного моря и Вудларка (Тихий океан), имеющих в осевых зонах кору океанического типа. В целом, судя по распределению пород на диаграмме

AFM (рис. 2), ассоциация Улорского массива соответствует типичным офиолитам и представляет собой фрагмент структуры палеобассейна с океанической корой.

По соотношению суммы щелочей и кремнезема габбро-долериты из офиолитов Улорского массива относятся (как и другие дайковые габбро-долериты Агардагской офиолитовой зоны – участки: Карашатский и Чонсаирский) к породам с нормальной щелочностью. На диаграмме FeO/MgO – SiO₂ большинство габбро-долеритов из офиолитов Улорского массива (и Агардагской зоны в целом) соответствуют преимущественно толеитовым сериям, что подтверждают данные на рис. 2.

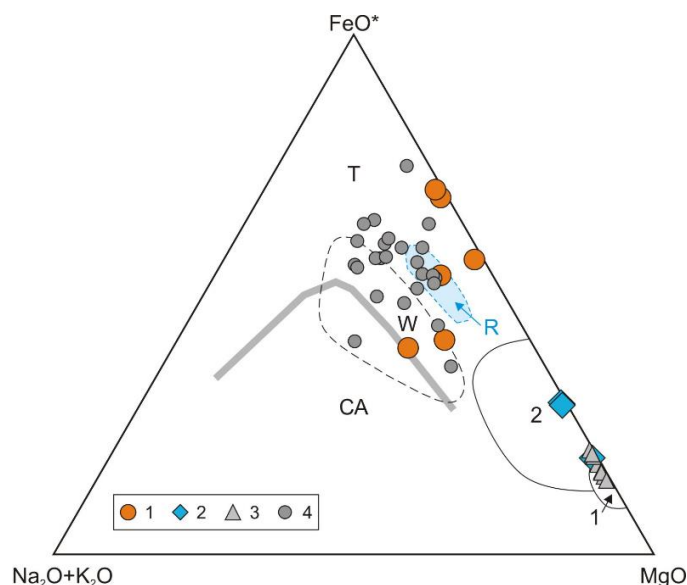


Рис. 2. Диаграмма AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) – FeO^* – MgO (мас. %) для пород из офиолитов Улорского массива
Офиолиты Улорского массива: 1 – габбро-долериты; 2 – верлиты; 3 – дуниты. 4 – дайковые долериты и габбро-долериты Агардагской офиолитовой зоны (участки: Карашатский, Чонсаирский). Области толеитовых (Т) и известково-щелочных (СА) пород. Поля офиолитовых комплексов пород: 1 – тектонизированные перидотиты; 2 – кумуляты основного и ультраосновного составов. Поля базальтовых пород: Красного моря (R) и бассейна Вудларк, юго-западная окраина Тихого океана (W). Рисунок построен на основе оригинальных данных и материалов из работ [Колман, 1979; Альмухамедов и др., 1985; Dril et al., 1997]

Fig. 2. Diagram AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) – FeO^* – MgO (wt. %) for rocks from the Ulor massif ophiolites
Ophiolites of the Ulor massif: 1 – gabbro-dolerite; 2 – wehrlites; 3 – dunites. 4 – dike dolerites and gabbro-dolerites of the Agardag ophiolite zone (Karashat and Chonsair areas). Areas of tholeiitic (T) and calc-alkaline (CA) rocks. Fields of ophiolite rock complexes: 1 – tectonized peridotites; 2 – cumulates of basic and ultrabasic compositions. Basaltic rock fields: Red Sea (R) and Woodlark basin, southwestern Pacific margin (W). The figure is built on the basis of original data and materials from [Coleman, 1979; Almukhamedov et al., 1985; Dril et al., 1997]

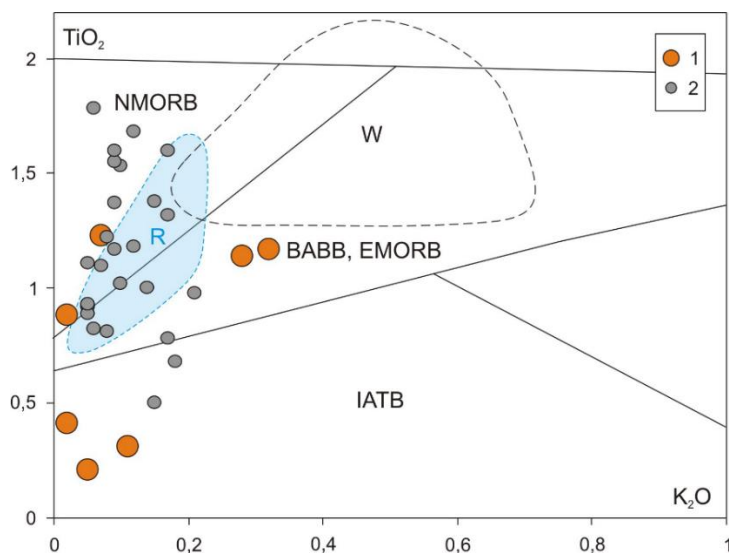


Рис. 3. Диаграмма TiO_2 – K_2O (мас. %) для пород из офиолитов Улорского массива
1 – габбро-долериты из офиолитов Улорского массива; 2 – дайковые долериты и габбро-долериты Агардагской офиолитовой зоны (участки: Карашатский, Чонсаирский). Области эффузивных пород: нормальных (NMORB) и обогащенных (EMORB) базальтов срединно-океанических хребтов; базальтов задуговых бассейнов (BABB) и толеитовых базальтов островных дуг (IATB). Поля базальтовых пород: Красного моря (R) и бассейна Вудларк (W). Рисунок построен на основе оригинальных данных и материалов из работ [Миронов, 1990; Альмухамедов и др., 1985; Добрецов и др., 2005; Dril et al., 1997]

Fig. 3. TiO_2 – K_2O diagram (wt. %) for rocks from the Ulor massif ophiolites
1 – gabbro-dolerite from ophiolites of the Ulor massif; 2 – dike dolerites and gabbro-dolerites of the Agardag ophiolite zone (Karashat and Chonsair areas). Areas of effusive rocks: normal (NMORB) and enriched (EMORB) mid-ocean ridge basalts; back-arc basin basalts (BABB) and tholeiitic island-arc basalts (IATB). Basalt fields: Red Sea (R) and Woodlark Basin (W). The figure is built on the basis of original data and materials from [Mironov, 1990; Almukhamedov et al., 1985; Dobretsov et al., 2005; Dril et al., 1997]

Таблица 2

Представительные анализы содержания Y, Zr и Nb в породах габбро-долеритового комплекса из офиолитов Улорского массива, ppm

Table 2

Representative analyses of Y, Zr, Nb contents in the rocks of gabbro-dolerite complex from Ulor massif ophiolites, ppm

№ п.п.	№ пробы	Y	Zr	Nb
1	C-12a-89	2,60	5,60	0,78
2	C-126-89	20,30	91,20	2,88
3	C-12в-89	24,70	101	3,12
4	C-12Д-89	11,10	16,30	н.о.
5	C-12е-89	5,30	5,50	н.о.
6	C-12ж-89	6,20	5,90	н.о.
7	C-12з-89	7,50	11,20	2,10
8	C-50a-86	18,00	34,00	8,00
9	C-506-86	23,00	100,00	7,00
10	C-50в-86	22,00	90,00	7,00
11	C-50Г-86	21,00	72,00	6,00
12	C-50е-86	23,00	85,00	6,00
13	C-766-83	23,00	95,00	6,00
14	C-346-86	18,00	120,00	12,00
15	C-43a-86	22,00	50,00	10,00
16	C-10a-89	23,30	34,80	0,76
17	C-10г-89	18,20	16,80	0,41
18	C-10е-89	37,30	28,60	1,12
19	C-10и-89	50,30	66,60	2,43
20	C-10л-89	28,90	44,50	0,90
21	C-10м-89	28,60	46,70	0,85
22	C-11в-89	26,90	44,80	1,20
23	C-11г-89	42,40	24,40	0,98
24	C-11Ж-89	19,30	27,70	1,62
25	C-11з-89	19,20	24,60	3,14

Примечание. 1–7 – габбро-долериты из офиолитов Улорского массива; 8–25 – долеритовые и габбро-долеритовые дайки офиолитов Агардагской зоны: Карашатский (8–15) и Чонсайрский (16–25) участки.

Note. 1–7 – gabbro-dolerites from the Ulor massif ophiolites; 8–25 – dolerite and gabbro-dolerite ophiolite dikes of the Agardag zone: Karashat (8–15) and Chonsair (16–25) areas.

На диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ для эффузивно-дайковых габбро-долеритовых комплексов Агардагской офиолитовой зоны (включая данные по Улорскому массиву) мы видим развитие ситуации от толитоидного островодужного магматизма к формированию бассейна Красного моря с океанической корой и далее по направлению к базальтам с океаническими (MORB) характеристиками бассейна Вудларк, Тихий океан (см. рис. 3).

Для уточнения палеогеодинамической обстановки формирования офиолитов Улорского массива габбро-

долеритовые породы были проанализированы на содержание редких элементов (см. табл. 2).

Было выяснено, что по распределению устойчивых при вторичных процессах редких элементов (Y, Zr, Nb) габбро-долериты Улорского офиолитового массива приурочены к полям островных дуг и морских бассейнов с океанической корой – Красное море и Вудларк (рис. 4).

Это подтверждает петрохимические данные (см. рис. 3).

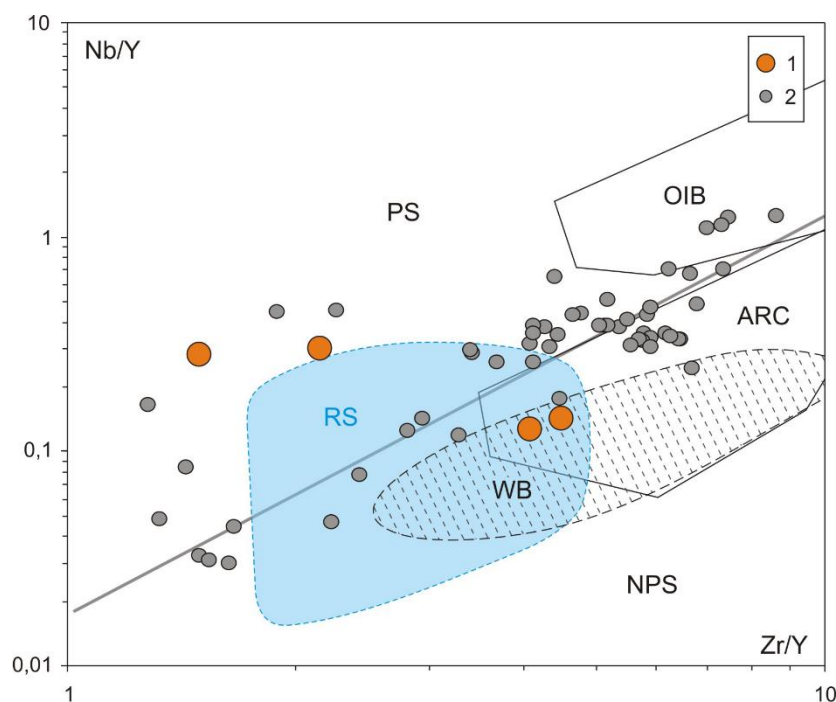


Рис. 4. Диаграмма Nb/Y – Zr/Y для пород габбро-долеритового комплекса из офиолитов Улорского массива
1 – габбро-долериты офиолитов Улорского массива; 2 – дайковые долериты и габбро-долериты Агардагской офиолитовой зоны (участки: Агардагский, Карашатский, Тесхемский, Чонсаирский). Области магм с плюмовым источником (PS) и без плюмового источника (NPS). Поля базальтовых пород: Красного моря (RS), бассейна Вудларк (WB), островных дуг (ARC) и внутриплитных океанических островов (OIB). Рисунок построен на основе оригинальных данных и материалов из работ [Альмухамедов и др., 1985; Dril et al., 1997; Condie, 2005]

Fig. 4. Diagram Nb/Y – Zr/Y for rocks of the gabbro-dolerite complex from the Ulor massif ophiolites

1 – gabbro-dolerites of ophiolites of the Ulor massif; 2 – dike dolerites and gabbro-dolerites of the Agardag ophiolite zone (areas: Agardag, Karashat, Teskhem, Chonsair). Magma regions with a plume source (PS) and without a plume source (NPS). Basaltic rock fields: Red Sea (RS), Woodlark Basin (WB), island arcs (ARC) and intraplate oceanic islands (OIB). The figure is built on the basis of original data and materials from [Almukhamedov et al., 1985; Dril et al., 1997; Condie, 2005]

Дуниты Улорского массива

Среди пород, входящих в состав Улорского массива, наиболее детально были изучены дуниты, слагающие совместно с гарцбургитами основание офиолитовой ассоциации.

Исследования показали, что в дунитах широко развиты пластические деформации, приводящие к петроструктурной перестройке ультрабазитов.

В целом среди дунитов Улорского массива выделяются следующие петроструктурные типы: протогранулярный, протогранулярный с порфирокластезом, мезогранулярный и порфирокластовый, образующиеся в соответствии с возрастанием степени пластической деформации зерен оливина.

В дунитах с протогранулярной структурой оливин образует субизометричные зерна (2–6 мм) с плавными, округлыми границами (рис. 5, а).

Порфирокластез в протогранулярной структуре проявляется в виде крупных зерен оливина, на границах которых наблюдается развитие мелкозернистого оливинового агрегата (рис. 5, б).

Мезогранулярная структура отмечается в виде зерен оливина субизометричной формы с изогнутыми плавными границами (рис. 5, с).

Порфирокластовая структура выражается в развитии крупных зерен оливина размером 3–5 мм, погруженных в мелкозернистую массу оливина, размером 0,1–0,5 мм (рис. 5, д).

Основной объем (до 90–95 %) дунитов Улорского массива (независимо от их петроструктурного типа) занимают достаточно свежие зерна оливина. Рудные минералы представлены хромшпинелидами и наблюдаются в виде субизометричных черных с бурым оттенком кристаллических фаз. Среди вторичных минералов преобладают серпентин, тальк и магнетит. Полученные авторами статьи представительные анализы хромшпинелидов и оливинов из дунитов Улорского массива приведены в табл. 3, 4.

Хромшпинелиды из дунитов Улорского массива разделяются фактически на две группы: содержащие силикатные микровключения и без силикатов (табл. 3).

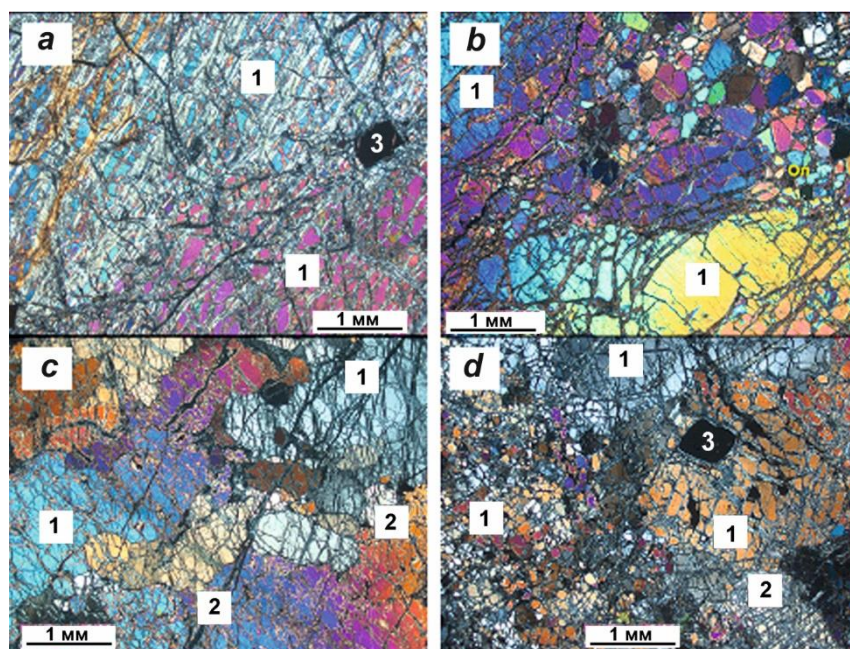


Рис. 5. Петроструктурные типы дунитов Улорского массива

а – протогранулярный; б – протогранулярный с порфирокластезом; с – мезогранулярный; д – порфирокластовый. 1 – оливин; 2 – серпентин; 3 – хромшпинелид

Fig. 5. Petrostructural types of the Ulur massif dunites

а – protogranular; б – protogranular with porphyroclastesis; с – mesogranular; д – porphyroclastic. 1 – olivine; 2 – serpentine; 3 – chrome spinel

Таблица 3

Представительные анализы хромшпинелидов из дунитов Улорского массива, мас. %

Table 3

Representative analyses of chrome spinels from the Ulur massif dunites, wt. %

№ п.п.	№ анализа	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сумма
1	93	0,12	57,63	0,15	10,92	17,90	0,24	12,24	0,08	0,14	99,41
2	95	0,11	58,60	0,13	10,91	17,15	0,23	12,67	0,08	0,14	100,02
3	97	0,11	58,20	0,14	11,31	16,15	0,24	13,06	0,10	0,11	99,43
4	99	0,13	58,06	0,13	10,93	17,38	0,21	12,55	0,09	0,11	99,58
5	101	0,14	57,99	0,13	10,94	17,67	0,22	12,34	0,08	0,12	99,63
6	103	0,13	58,77	0,16	10,46	17,83	0,24	12,05	0,08	0,16	99,89
7	105	0,13	58,93	0,12	10,83	17,02	0,22	12,60	0,09	0,17	100,11
8	107	0,13	57,96	0,14	11,47	17,73	0,26	12,41	0,10	0,13	100,32
9	108	0,12	57,51	0,13	11,29	18,48	0,25	11,78	0,08	0,15	99,78
10	109	0,14	58,20	0,13	11,32	17,02	0,22	12,81	0,09	0,12	100,05
11	110	0,12	58,10	0,15	11,37	17,02	0,19	12,80	0,08	0,08	99,92
12	48	0,14	58,08	0,13	11,21	16,69	0,23	12,79	0,08	0,13	99,50
13	50	0,14	58,21	0,12	11,14	17,06	0,23	12,82	0,07	0,15	99,95
14	52	0,11	58,06	0,13	11,02	17,64	0,23	12,47	0,09	0,14	99,88
15	54	0,13	57,77	0,15	11,14	18,25	0,21	12,14	0,06	0,16	100,01
16	56	0,13	58,55	0,13	11,03	16,88	0,19	12,97	0,10	0,12	100,10
17	58	0,14	58,49	0,16	10,61	18,15	0,22	11,89	0,08	0,19	99,93
18	60	0,13	57,84	0,13	11,07	18,07	0,24	12,15	0,07	0,13	99,81
19	62	0,13	58,52	0,14	10,41	18,00	0,23	12,05	0,07	0,13	99,68
20	64	0,13	58,13	0,12	11,22	17,11	0,22	12,89	0,08	0,14	100,04
21	66	0,13	58,38	0,15	10,91	17,58	0,22	12,50	0,08	0,15	100,10
22	67	0,15	58,30	0,13	10,96	17,55	0,24	12,37	0,08	0,16	99,95
23	71	0,03	53,11	0,24	13,13	24,94	0,40	7,31	0,05	0,39	99,60
24	73	0,05	50,36	0,28	15,62	24,50	0,34	7,95	0,06	0,47	99,64
25	75	0,02	50,73	0,29	15,25	24,46	0,32	7,73	0,07	0,55	99,41
26	77	0,04	50,84	0,26	15,59	24,38	0,34	7,85	0,07	0,45	99,82

№ п.п.	№ анализа	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	ZnO	Сумма
27	79		50,45	0,28	15,70	24,57	0,31	7,66	0,04	0,59	99,61
28	81	0,04	50,43	0,29	15,52	24,68	0,30	7,88	0,06	0,46	99,66
29	83	0,03	50,65	0,28	15,33	24,69	0,35	7,95	0,06	0,38	99,71
30	85	0,05	50,76	0,28	15,53	24,44	0,31	7,91	0,04	0,38	99,70
31	87	0,05	50,31	0,30	15,70	24,40	0,29	7,90	0,06	0,46	99,45
32	89	0,07	51,59	0,26	14,54	24,74	0,33	7,73	0,06	0,40	99,71
33	4	0,08	58,41	0,16	8,84	23,37	0,29	8,48	0,05	0,17	99,87
34	6	0,08	58,01	0,21	9,06	24,28	0,33	7,72	0,05	0,30	100,04
35	8	0,09	58,68	0,18	8,99	22,64	0,30	8,76	0,06	0,19	99,88
36	10	0,10	58,32	0,18	9,34	22,47	0,30	9,06	0,06	0,18	100,00
37	12	0,08	58,23	0,18	9,27	23,12	0,29	8,46	0,05	0,22	99,89
38	14	0,07	58,42	0,17	9,08	23,20	0,35	8,32	0,05	0,20	99,87
39	16	0,07	58,85	0,17	9,25	22,24	0,29	8,68	0,04	0,17	99,77
40	18	0,09	58,48	0,17	8,88	23,14	0,35	8,41	0,06	0,18	99,76
41	20	0,07	59,16	0,15	8,39	23,81	0,32	7,88	0,02	0,21	100,02
42	22	0,08	59,05	0,16	8,54	23,79	0,33	7,84	0,05	0,21	100,04
43	24	0,09	58,92	0,18	9,19	22,56	0,30	8,70	0,05	0,19	100,18
44	26	0,01	57,17	0,32	11,44	21,46	0,32	9,19	0,06	0,22	100,18
45	28	0,05	57,41	0,30	11,18	22,23	0,30	8,54	0,04	0,26	100,31
46	30	0,00	57,12	0,29	11,34	22,79	0,29	7,91	0,04	0,37	100,16
47	32	0,03	55,86	0,32	12,50	22,09	0,28	8,53	0,03	0,34	99,99
48	34	0,03	58,57	0,32	10,52	21,84	0,29	8,73	0,04	0,20	100,53
49	36	0,02	58,61	0,31	10,13	21,61	0,30	8,98	0,06	0,26	100,29
50	38	0,04	58,66	0,30	10,40	21,73	0,28	8,82	0,04	0,21	100,47
51	40	0,04	57,14	0,28	11,33	22,20	0,29	8,40	0,04	0,31	100,03
52	42	–	58,10	0,31	10,48	22,08	0,26	8,58	0,02	0,24	100,07
53	44	0,05	56,92	0,32	11,76	21,97	0,31	8,61	0,05	0,25	100,22
54	46	0,03	56,82	0,29	11,79	20,53	0,30	9,60	0,05	0,16	99,58
55	90	–	50,97	0,29	15,34	25,82	–	7,08	–	0,49	99,99
56	101	–	50,70	0,26	15,42	25,38	0,37	7,06	–	0,52	99,71
57	109	–	52,22	0,26	13,94	26,17	0,41	6,68	–	0,52	100,20
58	111	–	50,45	0,31	14,91	26,96	0,40	6,53	–	0,49	100,05
59	117	–	51,05	0,31	14,44	26,41	0,48	6,48	–	0,62	99,79
60	123	–	50,50	0,18	15,76	25,18	0,36	7,03	–	0,45	99,46
61	129	–	51,37	0,34	14,72	25,70	–	6,80	–	0,49	99,42
62	134	–	50,47	0,22	15,63	25,46	0,40	7,25	–	0,32	99,75
63	140	–	52,43	0,34	12,87	27,49	–	5,74	–	0,67	99,54
64	146	–	52,82	0,29	13,28	25,87	–	6,35	–	0,46	99,07
65	151	–	50,09	0,31	15,27	25,88	0,44	6,93	–	0,41	99,33
66	8	–	58,27	0,18	9,45	24,43	0,35	7,45	–	–	100,13
67	9	–	58,80	0,24	9,26	24,13	0,37	7,48	–	–	100,28
68	19	–	59,19	0,00	8,67	24,08	–	7,35	–	–	99,29
69	25	–	59,00	0,00	8,98	23,34	0,52	7,86	–	–	99,70
70	26	–	59,40	0,19	8,88	23,27	–	8,19	–	–	99,93
71	36	–	59,12	0,00	9,45	23,22	–	7,89	–	–	99,68
72	37	–	62,07	0,22	5,86	23,49	0,39	6,47	–	–	98,50
73	38	–	59,34	0,21	9,26	22,73	0,00	8,14	–	–	99,68
74	47	–	58,71	0,19	9,18	24,20	0,36	7,76	–	–	100,40
75	48	–	58,64	0,18	9,22	23,72	0,36	7,89	–	–	100,01
76	56	–	60,16	0,00	7,58	24,84	–	6,82	–	–	99,40
77	68	–	56,45	0,25	12,30	22,29	–	7,89	–	–	99,18
78	69	–	56,52	0,35	12,04	22,00	0,43	8,46	–	–	99,80
79	76	–	57,66	0,26	10,77	22,33	0,39	7,91	–	–	99,32
80	77	–	58,32	0,31	10,79	22,18	0,34	8,09	–	–	100,03
81	83	–	57,45	0,32	11,64	21,97	0,35	8,42	–	–	100,15
82	84	–	57,05	0,43	11,79	22,60	0,40	7,88	–	–	100,15

Примечание. 1–22 – хромшпинелиды без силикатных включений (1–11 – образец U-12/1, 12–22 – U-0); 23–82 – хромшпинелиды, содержащие силикаты (23–32, 55–65 – U-16, 33–43, 66–76 – U-1, 44–54, 77–82 – U-6). 55–82 – анализы хромшпинелидов рядом с силикатными включениями.

Note. 1–22 – chrome spinels without silicate inclusions (1–11 – sample U-12/1, 12–22 – U-0); 23–82 – chrome spinels containing silicates (23–32, 55–65 – U-16, 33–43, 66–76 – U-1, 44–54, 77–82 – U-6). 55–82 – analyzes of chrome spinels near to silicate inclusions.

В целом хромшпинелиды из дунитов Улорского массива по соотношению магнезиальности и хромистости (рис. 6) относятся главным образом к островодужным образованиям. Другие диаграммы ($Al - Cr - Fe^{+3}$ и $TiO_2 - Al_2O_3$) также свидетельствуют о связи происхождения рассмотренных хромитов с субдукционными зонами.

На диграмме $Cr\# - Mg\#$ хромшпинелиды Улорского массива с силикатными включениями обладают минимальной магнезиальностью ($Mg\#$ менее 45 %) и совместно с данными по хромитам (с включениями) из дунитов Карашатского массива (Агардагская зона) формируют отчетливый тренд одновременного падения содержаний хрома ($Cr\#$ от 80 до 50 %) и магния ($Mg\#$ от 45 до 30 %), чем они хорошо

отличаются от хромшпинелидов без силикатных включений из дунитов Улорского и Агардагского массивов с максимальными значениями магнезиальности (до 63 %) и хромистости (около 80 %). Необходимо отметить, что хромшпинелиды Кузнецкого Алатау (с расплавленными включениями) разбиваются по значениям хромистости на две группы, ассоциирующие, соответственно, с хромитами (содержащими силикатные включения) Улорского и Карашатского массивов в Агардагской офиолитовой зоне (рис. 6).

Оливины Улорского массива по своему составу отчетливо разбиваются на две группы: одна представляет дуниты с хромшпинелидами, содержащими силикатные микровключения, а другая – из дунитов с хромшпинелидами без силикатов (табл. 4).

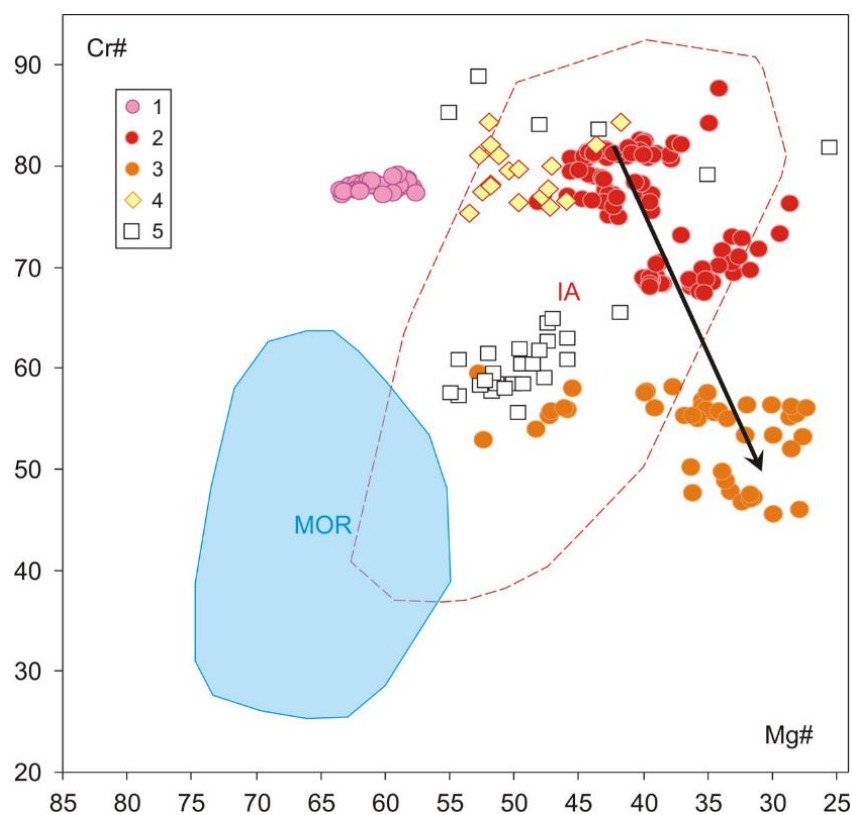


Рис. 6. Состав хромшпинелидов из дунитов Улорского массива

Хромшпинелиды из дунитов: Улорского массива (1 – без силикатных включений, 2 – с силикатными включениями), Карашатского массива (3 – с силикатными расплавленными включениями), Агардагского массива (4) и Кузнецкого Алатау (5). Поля составов хромшпинелидов: из ультрабазитов Срединно-Атлантического хребта (MOR), из перидотитов фундамента островных дуг и глубоководных желобов (IA). Рисунок построен на основе оригинальных данных и материалов из работ [Гончаренко, 1989; Палангжан, 1992; Симонов и др., 1999, 2009, 2020; Пешков и др., 2021]

Fig. 6. Composition of chrome spinels from the Ulor massif dunites

Chrome spinels from dunites: Ulor massif (1 – without silicate inclusions, 2 – with silicate inclusions), Karashat massif (3 – with silicate melt inclusions), Agardag massif (4) and Kuznetsk Alatau (5). Compositional fields of chrome spinels: from ultrabasites of the Mid-Atlantic Ridge (MOR), from peridotites of the basement of island arcs and deep-water trenches (IA). The figure is built on the basis of original data and materials from [Goncharenko, 1989; Palangzhan, 1992; Simonov et al., 1999, 2009, 2020; Peshkov et al., 2021]

Таблица 4

Представительные анализы оливинов из дунитов Улорского массива, мас. %

Table 4

Representative analyses of olivines from the Ulor massif dunites, wt. %

№ п.п.	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма
1	4	41,27	0,00	0,03	0,072	6,17	0,09	51,58	0,02	0,43	99,65
2	6	41,60	0,00	0,12	0,084	5,07	0,07	52,35	0,04	0,40	99,73
3	8	41,06	0,02	0,16	0,064	5,97	0,09	51,25	0,01	0,41	99,04
4	10	41,19	0,00	0,04	0,088	5,96	0,08	51,66	0,02	0,41	99,46
5	12	41,36	0,00	0,07	0,076	6,07	0,08	51,64	0,06	0,42	99,78
6	14	41,17	0,02	0,08	0,089	5,78	0,08	51,86	0,01	0,42	99,52
7	16	41,28	0,01	0,03	0,083	6,06	0,08	51,64	0,01	0,40	99,60
8	18	41,18	0,02	0,02	0,069	6,17	0,09	51,58	0,05	0,39	99,57
9	20	41,60	0,01	0,02	0,120	6,05	0,07	51,56	0,03	0,40	99,86
10	22	41,52	0,01	0,02	0,083	6,13	0,09	51,78	0,00	0,38	100,01
11	24	40,61	0,01	0,04	0,313	6,17	0,08	51,48	0,04	0,41	99,15
12	53	41,12	0,01	0,06	0,115	5,68	0,08	52,33	0,05	0,41	99,83
13	55	41,64	0,01	0,03	0,107	5,61	0,08	51,98	0,04	0,41	99,92
14	57	41,40	0,02	0,11	0,069	6,03	0,07	51,98	0,01	0,40	100,10
15	59	41,45	0,01	0,03	0,071	5,81	0,07	51,66	0,01	0,43	99,54
16	61	41,79	0,01	0,06	0,178	5,81	0,10	50,24	0,02	0,37	98,59
17	63	41,31	0,02	0,05	0,068	6,12	0,09	51,68	0,02	0,41	99,76
18	65	41,62	0,01	0,05	0,067	6,12	0,10	51,69	0,02	0,41	100,07
19	67	41,11	0,03	0,03	0,063	6,15	0,09	51,70	0,14	0,43	99,73
20	69	41,69	–	0,03	0,061	6,05	0,08	51,69	0,03	0,40	100,03
21	71	40,93	–	0,13	0,070	6,04	0,08	52,05	0,06	0,39	99,75
22	73	41,25	0,02	0,05	0,072	6,16	0,08	51,64	0,01	0,40	99,69
23	26	40,68	0,01	0,04	0,091	9,76	0,14	48,63	0,01	0,35	99,71
24	28	40,56	0,01	0,03	0,066	9,90	0,13	48,64	–	0,34	99,67
25	30	40,74	–	0,01	0,079	9,53	0,13	49,01	0,01	0,34	99,85
26	34	40,56	0,02	0,03	0,055	9,58	0,14	48,89	0,01	0,34	99,62
27	38	40,80	0,01	0,10	0,124	9,72	0,14	48,77	0,01	0,33	100,02
28	42	40,89	0,01	0,02	0,048	9,70	0,16	48,52	–	0,33	99,67
29	43	40,67	0,03	0,02	0,060	9,77	0,14	48,64	–	0,34	99,67
30	44	40,75	–	0,03	0,064	9,91	0,15	48,49	–	0,33	99,72
31	45	40,94	–	0,03	0,057	9,85	0,13	48,57	–	0,35	99,92
32	48	40,56	–	0,04	0,067	9,86	0,13	48,85	–	0,36	99,86
33	49	40,55	0,01	0,00	0,038	9,82	0,13	48,66	0,01	0,34	99,56
34	75	41,19	0,00	0,04	0,051	8,39	0,11	49,78	–	0,30	99,86
35	77	41,55	0,02	0,02	0,038	8,26	0,12	49,76	0,01	0,30	100,07
36	79	40,84	0,02	0,03	0,034	8,36	0,10	49,94	0,02	0,28	99,62
37	81	41,26	0,01	0,02	0,014	7,69	0,12	50,14	0,00	0,29	99,55
38	83	41,21	0,03	0,04	0,039	8,24	0,12	49,92	0,01	0,30	99,90
39	85	41,32	0,00	0,03	0,027	8,43	0,12	49,72	0,01	0,29	99,95
40	87	41,09	0,01	0,03	0,020	8,36	0,12	49,74	–	0,28	99,65
41	89	40,90	0,02	0,04	0,006	8,28	0,12	49,99	0,01	0,29	99,65
42	91	41,13	0,03	0,01	0,026	8,35	0,12	49,80	0,01	0,30	99,77
43	93	41,32	0,01	0,03	0,009	8,23	0,11	49,89	0,01	0,28	99,87
44	95	41,27	0,01	0,01	0,010	8,25	0,12	50,03	–	0,30	99,99
45	104	40,79	0,01	0,03	0,022	9,29	0,13	49,00	0,01	0,34	99,64
46	106	41,24	0,03	0,03	0,014	8,60	0,12	49,39	–	0,34	99,76
47	110	41,05	–	0,07	0,129	7,75	0,11	44,94	–	0,27	94,33
48	114	41,31	0,01	0,03	0,020	8,51	0,11	49,34	0,01	0,33	99,67
49	116	41,44	0,01	0,10	0,018	8,35	0,12	49,21	0,01	0,35	99,60
50	118	41,26	0,02	0,02	0,013	8,50	0,10	49,52	–	0,33	99,77
51	120	41,20	0,02	0,08	0,020	8,52	0,11	49,20	0,01	0,32	99,48
52	122	41,31	–	0,07	0,004	8,79	0,12	48,82	0,02	0,33	99,45
53	124	40,79	0,02	0,03	0,013	9,23	0,14	48,75	0,01	0,33	99,31
54	126	41,01	–	0,09	0,013	9,28	0,14	48,72	0,01	0,35	99,61
55	127	41,34	–	0,10	0,006	9,14	0,14	48,70	0,01	0,34	99,79

Примечание. 1–22 – оливины из дунитов с хромшпинелидами без силикатных включений (1–11 – образец U-12/1, 12–22 – U-0); 23–55 – оливины из дунитов с хромшпинелидами, содержащими силикаты (23–33 – U-16, 34–44 – U-1, 45–55 – U-6).

Note. 1–22 – olivines from dunites with chrome spinels without silicate inclusions (1–11 – sample U-12/1, 12–22 – U-0); 23–55 – olivines from dunites with chrome spinels containing silicates (23–33 – U-16, 34–44 – U-1, 45–55 – U-6).

Оливины (из дунитов с хромшпинелидами без силикатных включений) формируют на диаграммах компактные поля с максимумом форстеритового компонента (до 94 %) и NiO (до 0,43 мас. %) при минимальных количествах MnO (рис. 7). При этом оливины из дунитов (с хромшпинелидами, содержащими силикаты) характеризуются существенно меньшими значениями Fo и тесно ассоциируют с минералами из дунитов Кузнецкого Алатау, показывая падение Mn и Ni на фоне роста Fo компонента. Обращает на себя внимание то, что оливины Кузнецкого Алатау (как и оливины Улорского массива) обозначают тенденцию разделения минералов на две группы, связанные с хромшпинелидами, содержащими силикатные включения и без силикатов.

В целом оливины из дунитов Улорского массива (с силикатными включениями в хромшпинелидах) на диаграммах соотношений Mn и Ni с Fo компонентом

(обладая определенными океаническими характеристиками) располагаются между полями оливинов из ультрабазитов офиолитов Западного Саяна и Кузнецкого Алатау, формировавшихся (судя по данным: [Куренков и др., 2002]) в палеогеодинимических условиях примитивных и развитых островных дуг соответственно (рис. 7).

Расплавные силикатные включения в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива

Как отмечено выше, часть хромшпинелидов из дунитов Улорского массива содержит силикатные микрокристаллики. Большинство этих силикатных образований представляют собой фактически многофазные первичные включения (20–60 мкм), равномерно располагающиеся по зерну хромшпинелида.

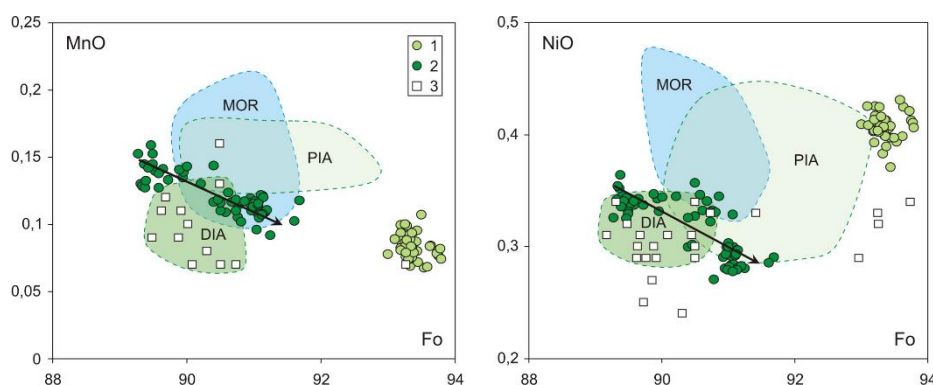


Рис. 7. Состав оливинов из дунитов Улорского массива, мас. %

1 – оливины из дунитов с хромшпинелидами без силикатных включений; 2 – оливины из дунитов с хромшпинелидами, содержащими силикаты; 3 – оливины из дунитов офиолитов Кузнецкого Алатау. Поля составов оливинов из ультрабазитов: Срединно-Атлантического хребта (MOR), примитивных (PIA, офиолиты Западного Саяна) и развитых (DIA, офиолиты Кузнецкого Алатау) островных дуг. Рисунок построен на основе оригинальных данных и материалов из работ [Симонов и др., 1999, 2020, 2022]

Fig. 7. Composition of olivines from the Ulur massif dunites, wt. %

1 – olivines from dunites with chrome spinels without silicate inclusions; 2 – olivines from dunites with chrome spinels containing silicates; 3 – olivines from dunites of the Kuznetsk Alatau ophiolites. Compositional fields of olivines from ultramafic rocks: the Mid-Atlantic Ridge (MOR), primitive (PIA, ophiolites of the Western Sayan) and developed (DIA, ophiolites of the Kuznetsk Alatau) island arcs. The figure is built on the basis of original data and materials from [Simonov et al., 1999, 2020, 2022].

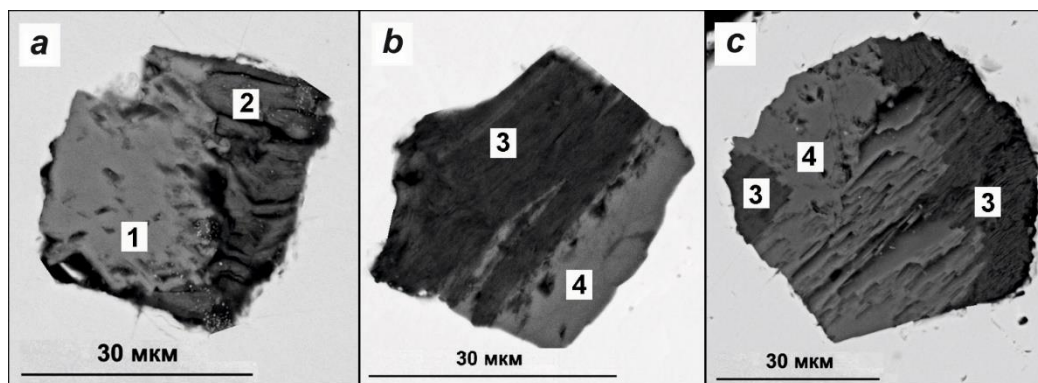


Рис. 8. Многофазные силикатные расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива
1 – пироксен; 2 – флогопит; 3 – хлорит; 4 – амфибол. Вид в отраженных электронах

Fig. 8. Multiphase silicate melt inclusions in chrome spinels from the Ulur massif dunites

1 – pyroxene; 2 – phlogopite; 3 – chlorite; 4 – amphibole. View in reflected electrons

Включения часто обладают отчетливой огранкой и заполнены в большинстве случаев несколькими фазами, среди которых преобладают минералы, близкие по своим составам к пироксенам, флогопиту, хлориту и амфиболу (см. рис. 8).

По своему внешнему виду и по составам микрофаз-узников включения в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива практически аналогичны негретым расплавленным включениям в хромитах из дунитов других гипербазитовых массивов (рис. 9, а). Высокотемпературные эксперименты с этими, изученными нами ранее включениями [Симонов и др., 2016], приводили к практически полному плавлению их первоначального содержимого (со значительным присутствием вторичных минералов) и к появлению при закалке типичных для прогретых расплавленных включений структур с преобладанием свежего прозрачного стекла и плавающих в этом стекле новообразованных микрокристаллитов оливина (рис. 9, б). К сожалению, по независящим от нас обстоятельствам, не удалось провести высокотемпературные эксперименты с включениями в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива, но сравнительный анализ с полученными ранее данными по подобным включениям в хромитах из других ультрабазитовых комплексов достаточно убедительно свидетельствует о принадлежности изученных нами многофазных включений к расплавленным.

На фотографиях (рис. 8) хорошо видно, что первичное магматогенное содержимое многофазных силикатных включений в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива практически не сохранилось и значительный объем занимают такие вторичные минералы, как хлорит. В то же время необходимо учитывать, что ранее во многих публикациях было показано, что хромшпинелид является хорошим «микроконтейнером» фрагментов среды, из которой он кристаллизовался, благодаря своей химической и физической устойчивости к вторичным процессам [Schiano et al., 1997; Kamenetsky et al., 2001; Shimizu et al., 2001; Симонов и др., 2008, 2009, 2011, 2016, 2022; Ionov et al., 2011]. В связи с этим мы имеем полное право считать, что включения в хромшпинелидах Улорского массива (имеющие целый ряд признаков сходства с типичными расплавленными включениями) сохраняли свою герметичность в ходе метаморфизма ультраосновных пород и процессы преобразования силикатов внутри хромитов наиболее вероятно были изохимическими. Таким образом, вполне обоснованно (на основе данных по составам силикатных фаз и по их соотношениям) были рассчитаны валовые химические составы включений (табл. 5), позволившие рассмотреть петрохимические особенности магматических систем, принимавших участие в формировании дунитов Улорского массива.

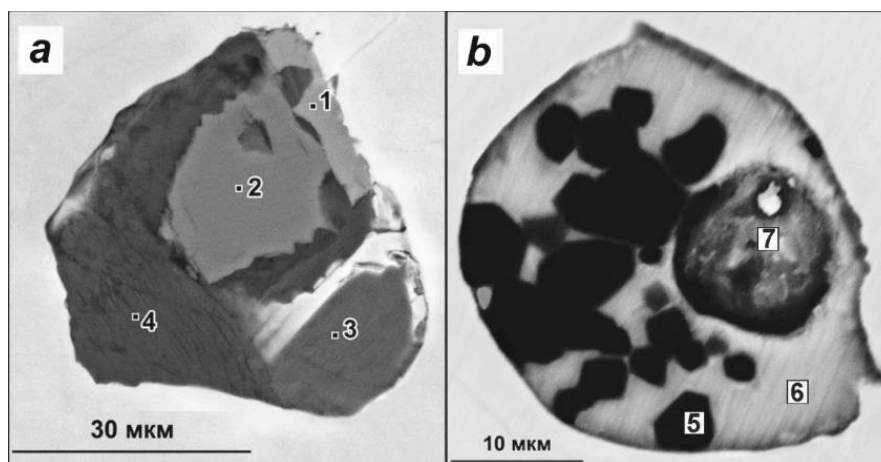


Рис. 9. Многофазные силикатные расплавленные включения в хромшпинелидах из дунитов Нижнетагильского массива (Урал)

а – негретое включение. 1 – гранат, 2 – клинопироксен, 3 – флогопит, 4 – хлорит. б – прогретое, расплавленное и закаленное включение. 5 – оливин, 6 – закалочное стекло, 7 – местоположение флюидных фаз. Использованы опубликованные ранее оригинальные данные [Симонов и др., 2016]

Fig. 9. Multiphase silicate melt inclusions in chrome spinels from dunites of the Nizhny Tagil massif (Ural)

а – an unheated inclusion. 1 – garnet, 2 – clinopyroxene, 3 – phlogopite, 4 – chlorite. б – heated, molten and quenched inclusion. 5 – olivine, 6 – quenched glass, 7 – location of fluid phases. Previously published original data were used [Simonov et al., 2016]

Таблица 5

Валовые химические составы расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива, мас. %

Table 5

Gross chemical compositions of melt inclusions in chrome spinels from the Ulor massif dunites, wt. %

№ п.п.	№ анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	1_5	47,60	0,11	11,52	3,58	2,19	0,00	23,40	8,09	2,78	0,66	99,93
2	10_14	47,06	0,12	9,44	3,29	2,44	0,00	20,50	11,41	3,52	0,23	98,00
3	15_17	47,42	0,06	9,45	3,40	2,55	0,00	20,34	12,42	3,43	0,24	99,33
4	33_34	47,96	0,10	9,30	3,46	2,37	0,00	20,44	12,62	3,66	0,00	99,89
5	50_51	47,11	0,00	10,04	3,57	2,36	0,00	20,05	12,99	3,69	0,10	99,89
6	52_54	49,81	0,06	7,91	2,78	2,44	0,00	21,28	11,94	3,63	0,07	99,93
7	70_75	50,07	0,00	5,19	1,52	1,44	0,00	27,37	8,95	0,00	0,00	94,53
8	85_89	39,00	0,00	13,53	2,54	2,31	0,00	28,62	4,27	0,95	0,14	91,35
9	93_95	44,53	0,00	9,90	2,62	2,15	0,00	24,78	7,62	1,93	0,07	93,61
10	97_100	45,98	0,00	9,67	2,25	1,92	0,00	23,54	6,69	2,64	1,40	94,10
11	103_104	39,90	0,00	11,66	3,05	2,24	0,00	29,43	4,67	0,64	0,00	91,59
12	119_122	39,69	0,00	11,05	3,49	2,25	0,00	29,84	4,15	0,66	0,00	91,13
13	125_128	50,02	0,00	7,46	2,16	2,38	0,04	20,86	12,08	2,52	0,00	97,52
14	131_133	50,87	0,00	7,12	2,14	2,33	0,00	21,02	12,13	2,24	0,00	97,84
15	153_157	40,82	0,00	11,32	3,12	2,28	0,00	27,83	5,69	0,80	0,18	92,05

Примечание. Валовый состав включений рассчитан по химическому составу силикатных фаз и по их соотношению во включениях.

Note. The gross composition of the inclusions was calculated from the chemical composition of the silicate phases and their ratio in the inclusions.

По соотношению MgO–SiO₂ валовые составы силикатных многофазных включений в хромшпинелиде из дунитов Улорского массива соответствуют прогретым (и закаленным) расплавным включениям в хромитах из дунитов Кузнецкого Алатау и образуют группу, перекрывающую поля ультрамафитов (верлиты, клинопироксениты) расслоенных комплексов из обеих офиолитовых ассоциаций. Часть включений с SiO₂ менее 45 мас. % полностью соответствует пикритам. Другие включения, несмотря на «базальтовые» (до 52 мас. %) количества кремнекислоты, обладают значительными («пикритовыми») содержаниями магния. Эти особенности, присущие также и для включений в хромшпинелидах из дунитов Кузнецкого Алатау, в целом отличаются от характеристик расплавных включений в хромитах из дунитов Куртушибинского (Западный Саян) и Карашатского (Южная Тува) массивов, для которых отмечается общий тренд быстрого падения MgO, прослеживающий последовательность пород: пикриты → пикробазальты → базальты (рис. 10).

В целом необходимо отметить соответствие составов расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов и составов ультрамафитов для двух независимых и далеко расположенных друг от друга офиолитовых ассоциаций (Кузнецкого Алатау и Улорского массива), свидетельствующее о том, что хромшпинелиды захватывали в процессах своего роста

не случайную субстанцию, а реальную минераобразующую среду, при участии которой кристаллизовались ультрамафиты.

Согласно кальций-магниевым отношениям, составы расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива близки в высокомагнезиальной области к тренду эволюции составов включений в хромшпинелидах из дунитов Куртушибинского и Карашатского массивов.

Условия кристаллизации дунитов Улорского массива

Условия кристаллизации дунитов Улорского массива (Южная Тува) были определены в результате минералогических и термобарогеохимических исследований.

Данные по составам хромшпинелидов и оливинов свидетельствуют о развитии в офиолитах Улорского массива двух типов дунитов. Часть дунитов формировалась при участии исключительно высокомагнезиальных и высокохромистых систем, а для генезиса других дунитов характерны более широкие вариации магния и хрома с относительно пониженными содержаниями этих компонентов, а также отмечен захват хромшпинелидами силикатных микровключений.

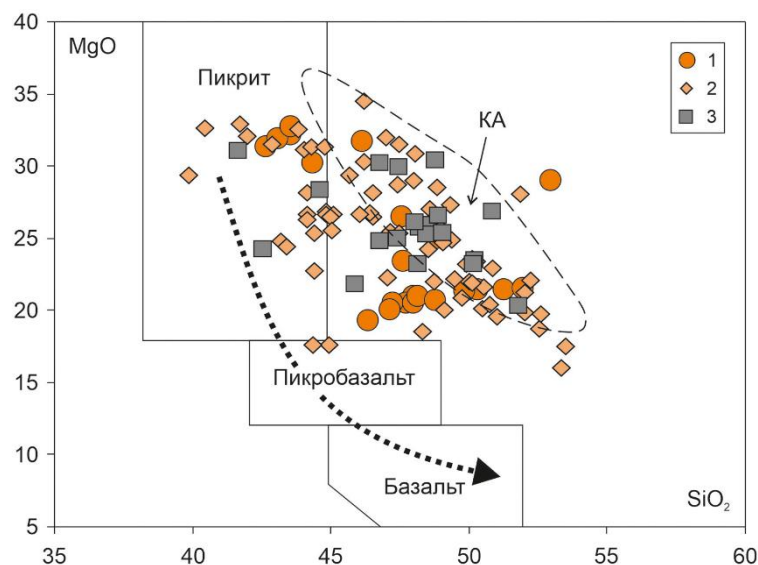


Рис. 10. Диаграмма MgO–SiO₂ для расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива, мас. %

1, 3 – составы расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива (1) и офиолитов Кузнецкого Алатау (3). 2 – составы ультрамафитов (верлиты, пироксениты) из офиолитов Агардагской зоны (Улорский, Карашатский и Агардагский массивы). КА – поле ультрамафитов из офиолитов Кузнецкого Алатау. Точечным трендом обозначено направление эволюции составов расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Куртушибинского (Западный Саян) и Карашатского массивов. Составы включений и пород пересчитаны к 100 %. Рисунок построен на основе оригинальных данных и материалов из работ [Петрографический кодекс..., 2009; Симонов и др., 2009, 2020, 2022]

Fig. 10. MgO–SiO₂ diagram for melt inclusions in chrome spinels from the Ulur massif dunites, wt. %

1, 3 – compositions of melt inclusions in chrome spinels from dunites of the Ulur massif (1) and of the Kuznetsk Alatau ophiolites (3). 2 – compositions of ultramafic rocks (wehrlites, pyroxenites) from ophiolites of the Agardag zone (Ulor, Karashat and Agardag massifs). KA – field of ultramafic rocks from ophiolites of the Kuznetsk Alatau. The dotted trend indicates the direction of evolution of compositions of melt inclusions in chrome spinels from dunites of the Kurtushiba (Western Sayan) and Karashat massifs. The compositions of inclusions and rocks are recalculated to 100 %. The figure is built on the basis of original data and materials from [Petrographic Code..., 2009; Simonov et al., 2009, 2020, 2022].

Наличие этих многофазных силикатных включений, обладающих сходными характеристиками с расплавными включениями в хромшпинелидах из дунитов других ультрабазитовых массивов, а также отвечающих по своему валовому химическому составу ультрамафитам, свидетельствует о магматическом происхождении части дунитов Улорского массива.

На основе оригинальной информации по минералам (оливины, хромшпинелиды, клинопироксены), а также по силикатным расплавным включениям в хромшпинелидах оказалось возможным установить *PT*-параметры кристаллизации дунитов Улорского массива.

Температуры формирования дунитов Улорского массива были оценены с помощью оливин-хромитового термометра [Coogan et al., 2014]. Установлено, что преобладают достаточно высокие параметры кристаллизации (1465–1300 °C), но определены также и умеренные температуры (1235–1070–980 °C), характерные, как отмечалось нами в случае дунитов Кузнецкого Алатау, для субсолидусной рекристаллизации ультрабазитов [Симонов и др., 2020].

Присутствие клинопироксена в дунитах Улорского массива, для хромшпинелидов из которых были изучены расплавные включения, позволило с помощью программы WinPLtb [Yavuz, Yildirim, 2018] установить *PT*-условия кристаллизации этого минерала: 1250 °C, 6,5 кбар. При этих расчетах составы расплавов задавались согласно данным по расплавным включениям в хромшпинелидах из образца дунита, содержащего изученный клинопироксен.

Исследования составов расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Улорского массива показали, что выделяются две основные группы расплавов, принимавших участие в кристаллизации дунитов Улорского массива: с содержаниями MgO около 30 мас. % и 20 мас. % (см. рис. 10). Включения с умеренной магнезиальностью преобладают. Эти данные послужили основой для определения *PT*-параметров магматических процессов с помощью расчетного моделирования с использованием известных программ: PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] и COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004]. Наиболее

представительные результаты были получены с применением данных по расплавленным включениям, образующим многочисленную группу с содержанием магния около 20 мас. %. Основой для расчетов по обеим программам послужил средний состав (с MgO 20,61 мас. %) включений из этой группы. Давление устанавливалось 6,5 кбар согласно определенным нами значениям с помощью программы WinPLtb (см. выше). Содержание воды задавалось согласно нашим предыдущим исследованиям (с использованием непосредственных анализов) подобных расплавленных включений в хромшпинелидах из дунитов офиолитов Кузнецкого Алатау и Западного Саяна – 0,1–0,15 мас. % [Симонов и др., 2020, 2022]. В результате оказалось возможным не только оценить *PT*-параметры, но и рассмотреть особенности эволюции расплавов при формировании дунитов Улорского массива.

Моделирование ликвидусной кристаллизации расплавов с пикритовым (20,61 мас. %) содержанием MgO с помощью программы PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] при давлении 6,5 кбар

показало, что оливин формировался при температурах 1490–1455 °С, а хромшпинелид – 1360–1180 °С.

Расчеты изобарической (6,5 кбар) равновесной кристаллизации высокомагнезиального (MgO – 20,61 мас. %) расплава с помощью программы COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004] (при тех же начальных условиях, что и моделирование по PETROLOG) свидетельствуют о массовом образовании оливина начиная с 1480 °С. Значительное количество клинопироксена появляется, начиная с 1320 °С и растет до 1185 °С при практической остановке формирования оливина. Хорошо видно, что массовая кристаллизация клинопироксена сопровождается значительными изменениями состава расплава с падением его температуры: уменьшение кремнезема и кальция при заметном росте суммы щелочей (рис. 11). Необходимо отметить, что на этой диаграмме хорошо отражаются процессы формирования верлитов (оливин + клинопироксен), представленных в офиолитовой ассоциации Улорского массива.

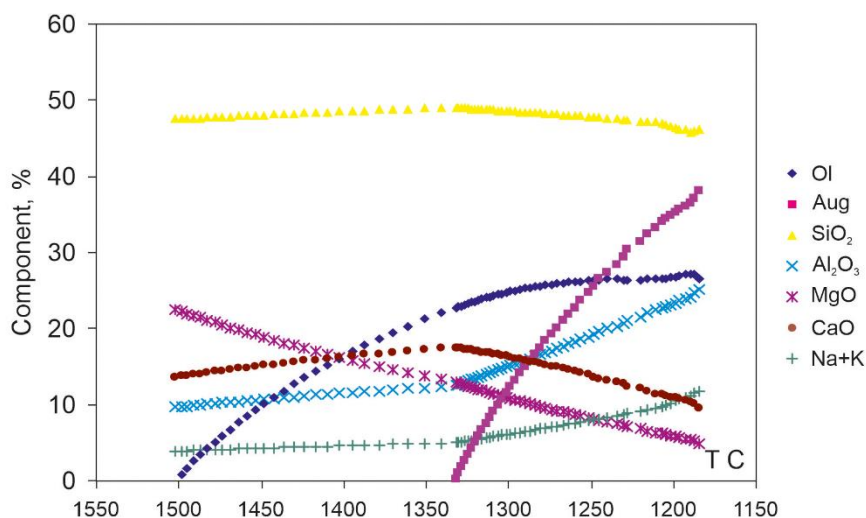


Рис. 11. Результаты расчетного моделирования изобарической равновесной кристаллизации высокомагнезиального расплава (MgO – 20,61 мас. %) с помощью программы COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004]

Ol – оливин. Aug – клинопироксен. Na+K – Na₂O+K₂O. Component – содержание в расплаве, %

Fig. 11. Results of computational modeling of isobaric equilibrium crystallization of a high magnesian melt (MgO – 20.61 wt %) using the COMAGMAT program [Ariskin, Barmina, 2004]
Ol – olivine. Aug – clinopyroxene. Na + K – Na₂O + K₂O. Component – the content in the melt, %

В целом расчетное моделирование на основе данных по составам минералов (оливины, хромшпинелиды, клинопироксены) и расплавленных включений в хромшпинелидах с использованием четырех независимых программ позволило достаточно обоснованно установить *PT*-параметры магматических процессов формирования дунитов из офиолитов Улорского массива.

Максимальные температуры установлены для ликвидусной кристаллизации оливина – 1490–1455 °С. В общем оливин формировался при снижении температур в диапазоне 1480–1300 °С, хромшпинелид – 1360–1180 °С, а клинопироксен 1320–1185 °С. Все эти минералообразующие процессы происходили при формировании дунитов Улорского

массива в изобарических (6,5 кбар) условиях интрузивной камеры.

Завершающая температурная магматогенная история (1235–1070–980 °С) связана наиболее вероятно с процессами субсолидусной рекристаллизации дунитов Улорского массива, отмеченными нами ранее в случае ультрабазитов Кузнецкого Алатау [Симонов и др., 2020].

Обсуждение результатов

Всесторонние (геолого-петрологические, геохимические, минералогические и термобарогеохимические) исследования позволили выяснить условия формирования офиолитов Улорского ультрабазитового массива (Южная Тува).

Экспедиционные работы показали, что Улорский массив представляет собой фактически офиолитовую ассоциацию с практически полным набором пород, характерным для классических офиолитов: тектонизированные гипербазиты основания, расслоенная ультрабазит-базитовая серия и габбро-долеритовый комплекс.

Детальные исследования геологической ситуации на расположенном рядом с Улорским массивом (в той же Агардагской офиолитовой зоне) Чонсаирском участке (см. рис. 1) свидетельствуют о формировании габбро-долеритового дайкового комплекса при разрыве гранитоидов (рис. 12), представляющих вероятно более древнюю континентальную кору.

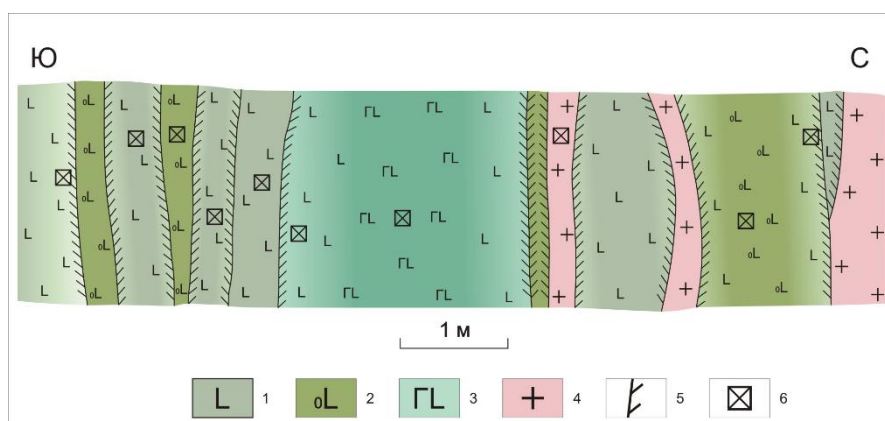


Рис. 12. Схема строения дайкового комплекса Чонсаирского участка, Агардагская офиолитовая зона
1 – долериты; 2 – долеритовые порфириты; 3 – габбро-долериты; 4 – гранитоиды; 5 – закаленные контакты; 6 – точки отбора образцов. Схема составлена В.А. Симоновым и А.В. Котляровым

Fig. 12. Scheme of the structure of the dike complex of the Chonsair area, Agardag ophiolite zone
1 – dolerite; 2 – dolerite porphyrites; 3 – gabbro-dolerite; 4 – granitoids; 5 – hardened contacts; 6 – sampling points. The scheme was compiled by V.A. Simonov and A.V. Kotlyarov

В целом геологические, петрохимические, геохимические и минералогические исследования свидетельствуют о формировании офиолитов Улорского массива в палеозоне субдукции с развитием морских бассейнов с корой океанического типа при разрыве более древней континентальной гранитоидной коры. Современным примером наиболее вероятной палеогеодинамической ситуации для рассмотренных офиолитов является бассейн Вудларк в юго-западной части Тихого океана, обладающий рифтогенной океанической корой, образующейся при разрыве континентальной коры восточнее острова Новая Гвинея.

Значительную часть офиолитов Улорского массива занимают ультрабазиты, большинство из которых обладает деформационными структурами, свидетельствующими о широком развитии процессов пластических деформаций, установленных для ультраосновных пород из многих офиолитовых ассоциаций

[Офиолитовая ассоциация... 1982; Савельева, 1987; Гончаренко, 1989; Чернышов, 2001; Nicolas, 1989].

В то же время, как показали наши исследования офиолитов Кузнецкого Алатау, наличие деформационных структур в ультрабазитах не говорит об отсутствии влияния магматических систем на генезис ультраосновных пород. В данном случае были найдены расплавные включения в хромшпинелидах, что позволило установить высокотемпературные условия формирования дунитов из расплава. В дальнейшем при снижении температуры происходила субсолидусная рекристаллизация, сменявшаяся пластическими деформациями и твердофазным течением ультрабазитов Кузнецкого Алатау [Симонов и др., 2020].

Проведенные нами исследования ультрабазитов Улорского массива показали значительные черты сходства с данными по ультраосновным породам из офиолитов Кузнецкого Алатау. Наиболее хорошо это

видно при сравнении составов оливинов, хромшпинелидов и расплавных включений в хромшпинелидах (см. рис. 6, 7, 10), изучение которых позволили установить *PT*-параметры магматогенной кристаллизации (6,5 кбар) оливина – 1490–1300 °С и хромшпинелида – 1360–1180 °С из дунитов Улорского массива, близкие к условиям (6,8–4,3 кбар) образования оливина – 1550–1220 °С и хромшпинелида 1430–1250 °С из дунитов Кузнецкого Алатау.

В целом для дунитов Улорского массива устанавливается последовательность процессов их формирования (близкая к модели для офиолитов Кузнецкого Алатау [Симонов и др., 2020]), начинавшаяся с кристаллизации ультрабазитов из расплава. В дальнейшем при снижении температуры происходила субсолидусная рекристаллизация, сменявшаяся пластическими деформациями и твердофазным течением дунитов Улорского массива.

Выводы

1. Геолого-петрологические, геохимические и минералогические исследования показали, что Улорский массив представляет собой фактически офиолитовую ассоциацию с практически полным набором пород (тектонизированный дунит-гарцбургитовый комплекс основания + расслоенная дунит-верлит-пироксенит-габбровая серия + комплекс верхних габбро и габбро-долеритов), сформировавшуюся в древней

зоне субдукции с развитием окраинно-морских бассейнов с корой океанического типа при разрыве палеоконтинентальной гранитоидной коры.

2. Данные по минералогии и термобарогеохимии свидетельствуют о присутствии в офиолитах Улорского массива дунитов, содержащих в хромшпинелидах силикатные многофазные включения, аналогичные по ряду достоверных признаков расплавленным, что является прямым доказательством кристаллизации этих ультрабазитов при участии магматических систем.

3. На основе оригинальной информации по составам минералов и расплавных включений в хромшпинелидах установлены *PT*-параметры магматической кристаллизации минералов из дунитов Улорского массива, происходившей в изобарических (6,5 кбар) условиях интрузивной камеры: оливин – 1490–1300 °С, хромшпинелид – 1360–1180 °С, клинопироксен – 1320–1185 °С. Завершалась магматогенная история (1235–1070–980 °С) процессами субсолидусной рекристаллизации дунитов Улорского массива.

4. Дальнейшая постмагматическая история развития дунитов Улорского массива определялась процессами пластических деформаций и твердофазного течения, приводившими к последовательной смене петроструктурных типов (протогранулярный → протогранулярный с порфиорокластом → мезогранулярный → порфиорокластовый), отражающей возрастающую степень пластической деформации оливина, связанной с метаморфизмом амфиболитового уровня.

Список источников

- Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеев В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск : Наука, 1985. 190 с.
- Гоникберг В.Е. Геологическое строение и тектоническая природа раннекаледонской окраины Сангиленского массива Тувы : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М. : Изд-во Ин-та литосферы РАН, 1995. 28 с.
- Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1989. 404 с.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В. Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 5. С. 701–722.
- Колман Р.Г. Офиолиты. М. : Мир, 1979. 264 с.
- Кужугет К.С., Кудрявцев В.И. Особенности геологического строения и хромитовосность Улорского гипербазитового массива // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 5. Кызыл, 1981. С. 88–89.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М. : ГЕОС, 2002. 249 с.
- Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп ? // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 8. С. 1473–1482.
- Леснов Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдуп Ч.К. Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов республики Тыва. Новосибирск : ГЕО, 2019. 350 с.
- Лоскутов И.Ю., Ступаков С.И., Симонов В.А. Петролого-минералогические особенности дунит-гацбургитового комплекса Агардагской зоны (Юго-Восточная Тува) // Вопросы петрологии, минералогии, геохимии и геологии офиолитов. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 1999. С. 13–23.
- Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // ДАН СССР. 1990. Т. 314, № 6. С. 1484–1487.
- Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива) / Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А., Чернышев А.И. Новосибирск : Наука, 1982. 104 с.
- Паланджан С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.
- Петрографический кодекс России. Издание третье / гл. ред. О.А. Богатиков, О.В. Петров, А.Ф. Морозов. СПб. : ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

- Пешков А.А., Чернышов А.И., Бестемьянова К.В.** Минералогические особенности ультрамафитов Агардагского массива (юго-восточная Тува) // Геосферные исследования. 2021. № 1. С. 33–48.
- Савельева Г.Н.** Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М. : Наука, 1987. 246 с.
- Симонов В.А., Шелепаев Р.А., Котляров А.В.** Физико-химические параметры формирования расслоенного габбро-гипербазитового комплекса в офиолитах Южной Тувы // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург : Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2009. Т. 2. С. 195–198.
- Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В.** Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов Юго-Востока Сибирской платформы // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 579–598.
- Симонов В.А., Чернышов А.И., Котляров А.В.** Физико-химические параметры формирования ультрамафитов из офиолитов Кузнецкого Алатау // Геосферные исследования. 2020. № 3. С. 34–49.
- Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А.** Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск : Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1999. 224 с.
- Симонов В.А., Смирнов В.Н., Иванов К.С., Ковязин С.В.** Расплавные включения в хромшпинелидах расслоенной части Ключевского габбро-гипербазитового массива // Литосфера. 2008. № 2. С. 101–115.
- Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С., Степанов А.С.** Физико-химические параметры кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного массива (Средний Урал) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 6. С. 1106–1134.
- Симонов В.А., Чернышов А.И., Котляров А.В.** Минералогия и генезис ультрабазитов Куртушибинского офиолитового пояса (Западный Саян) // Минералогия. 2022. Т. 8, № 2. С. 49–62.
- Чернышов А.И.** Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск, 2001. 216 с.
- Ariskin A.A., Barmina G.S.** COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // Geochemistry International. 2004. V. 42 (Suppl. 1). P. S1–S157.
- Condie K.C.** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes ? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
- Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N.** Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // Chemical Geology. 2014. V. 368. P. 1–10.
- Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu.** Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 29 July 2011. 2011. V. 12, № 7. Q07021. doi: 10.1029/2011GC003516
- Dril S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P.** Geochemistry of basalts from the western Woodlark, Lau and Manus basins: implications for their petrogenesis and source rock compositions // Marine Geology. 1997. № 142. P. 57–83.
- Ionov D.A., Benard A., Plechov P.Y.** Melt evolution in subarc mantle: evidence from heating experiments on spinel-hosted melt inclusions in peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano (Kamchatka, Russia) // Contrib. Mineral. Petrol. 2011. V. 162. P. 1159–1174.
- Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S.** Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42, № 4. P. 655–671.
- Nicolas A.** Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer Academic Publishers. Netherlands, 1989. 367 p.
- Schiano P., Clocchiatti R., Lorand J.-P., Massare D., Deloule E., Chaussidon M.** Primitive basaltic melt included in podiform chromites from the Oman ophiolite // Earth and Planetary Science Letters. 1997. V. 146. P. 489–497.
- Shimizu K., Komiya T., Hirose K., Shimizu N., Maruyama S.** Cr-spinel, an excellent micro-container for retaining primitive melts—implications for a hydrous plume origin for komatiites // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 189, № 3–4. P. 177–188.
- Yavuz F., Yildirim D.K.** A Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry // Periodico di Mineralogia. 2018. V. 87 (2). P. 149–172. doi: 10.2451/2018PM787

References

- Almukhamedov A.I., Kashintsev G.L., Matveenko V.V. *Ehvolutsiya bazal'tovogo vulkanizma Krasnomorskogo regiona* [Evolution of basaltic volcanism in the Red sea region]. Novosibirsk: Nauka, 1985. 190 p. In Russian
- Gonikberg V.E. *Geologicheskoe stroenie i tektonicheskaya priroda rannekaledonskoy okrainy Sangilenskogo massiva Tuvy* [Geologic Structure and Tectonic Nature of the Early Caledonian Margin of the Sangilen Massif in Tuva]. PhD Thesis. Moscow, 1995. 28 p. In Russian
- Goncharenko A.I. *Deformatsiya i petrostrukturnaya ehvolutsiya al'pinotipnykh giperbazitov* [Deformation and petrostructure evolution alpinotype ultrabasic rocks]. Tomsk: Tom. Univ., 1989. 404 p. In Russian
- Dobretsov N.L., Simonov V.A., Koulakov I.Yu., Kotlyarov A.V. Migration of fluids and melts in subduction zones and general aspects of thermophysical modeling in geology // *Geologiya i Geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2017. V. 58 (5). pp. 701–722. In Russian
- Coleman R.G. *Ophiolity* [Ophiolites]. Moscow: Mir, 1979. 264 p. In Russian
- Kuzhuget K.S., Kudryavtsev V.I. *Osobennosti geologicheskogo stroeniya i khromitonosnost' Ulorskogo giperbazitovogo massiva* [Peculiarities of the geological structure and chromite content of the Ulur hyperbasite massif] // *Materials on Geology of the Tuva ASSR*. Is. 5. Kyzyl, 1981. pp. 88–89. In Russian
- Kurenkov S.A., Didenko A.N., Simonov V.A. *Geodinamika paleospredinga* [Geodynamics of Paleospreading]. GEOS, Moscow, 2002. 294 p. In Russian
- Lavrent'ev Yu. G., Karmanov N.S., Usova L.V. Electron probe microanalysis of minerals: microanalyzer or scanning electron microscope? // *Geologiya i Geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2015. V. 56 (8). pp. 1473–1482. In Russian

- Lesnov F.P., Kuzhuget K.S., Mongush A.A., Oydup Ch.K. *Geologiya, petrologiya i rudonosnost' mafit-ul'tramafitovogo massivov Respubliki Tyva* [Geology, petrology and ore content of the mafic-ultramafic massifs of the Tyva Republic]. Novosibirsk: Academic publishing house "Geo", 2019. 350 p. In Russian
- Loskutov I.Yu., Stupakov S.I., Simonov V.A. *Petrologo-mineralogicheskiye osobennosti dunit-gartsburgitovogo kompleksa Agardagskoy zony (Yugo-Vostochnaya Tuva)* [Petrological and mineralogical features of the dunite-harzburgite complex of the Agardag zone (South-Eastern Tuva)] // Problems of petrology, mineralogy, geochemistry and geologists of ophiolites. Novosibirsk: Publishing house of SB RAS, 1999. pp. 13–23. In Russian
- Mironov Yu.V. *Sootnosheniye titana i kaliya v bazal'takh kak indikator tektonicheskoy obstanovki* [The ratio of titanium and potassium in basalts as an indicator of the tectonic situation] // DAN USSR. 1990. V. 314 (6). pp. 1484–1487. In Russian
- Ophiolitovaya assotsiatsiya Kuznetskogo Alatau (na primere Srednetersinskogo massiva) [Ophiolite association of the Kuznetsky Alatau (on the example of the Srednetersinsky massif)] / Goncharenko A.I., Kuznetsov P.P., Simonov V.A., Chernyshev A.I. Novosibirsk: Nauka, 1982. 104 p. In Russian
- Palandzhyan S.A. *Tipizatsiya mantiynykh peridotitov po geodinamicheskim obstanovkam formirovaniya* [Types of mantle peridotites by geodynamic settings]. Magadan, SVKNII DVO RAN, 1992. 104 p. In Russian
- Petrograficheskiy kodeks Rossii [Petrographic code of Russia: igneous, metamorphic, metasomatic and impact rocks] St. Petersburg, VSEGEI, 2009. 200 p. In Russian
- Peshkov A.A., Chernyshev A.I., Bestemyanova K.V. Mineralogical features of ultramafites of the Agardag massif (South-Eastern Tyva) // *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2021. 1. pp. 33–48. DOI: 10.17223/25421379/18/3 In Russian
- Savel'yeva G.N. *Gabbro-ul'trabazitovyye komplekсы ofiolitov Urala i ikh analogi v sovremennoy okeanicheskoy kore* [Gabbro-ultrabasic complexes of the Ural ophiolites and their analogues in the modern oceanic crust]. Moscow: Nauka, 1987. 246 p. In Russian
- Simonov V.A., Shelepaev R.A., Kotlyarov A.V. *Fiziko-khimicheskiye parametry formirovaniya rassloyennogo gabbro-giperbazitovogo kompleksa v ofiolitakh Yuzhnoy Tuvy* [Physicochemical parameters of the formation of a layered gabbro-hyperbasite complex in ophiolites of South Tuva] // Ultrabasic complexes of folded regions and associated deposits. Materials of the third international conference. Ekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry UrB RAS. 2009. V. 2. pp. 195–198. In Russian
- Simonov V.A., Prikhod'ko V.S., Kovyazin S.V. Genesis of platiniferous massifs in the southeastern Siberian Platform // *Petrologiya* [Petrology. 2011. V.19 (6). pp. 579–598. In Russian
- Simonov V.A., Chernyshev A.I., Kotlyarov A.V. Physical and chemical parameters of formation of ultramafic rocks from Kuznetsky Alatau ophiolites // *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*, 2020, 3. pp. 34–49. doi: 10.17223/25421379/16/3. In Russian
- Simonov V.A., Kolobov V.Yu., Peyve A.A. *Petrologiya i geokhimiya geodinamicheskikh protsessov v Tsentral'noy Atlantike* [Petrology and geochemistry of geodynamic processes in the Central Atlantic]. Novosibirsk: Publishing house of the SB RAS, NPC UIGGM, 1999. 224 p. In Russian
- Simonov V.A., Smirnov V.N., Ivanov K.S., Kovyazin S.V. *Rasplavnyye vkluyucheniya v khromshpinelidakh rassloyennoy chasti Klyuchevskogo gabbro-giperbazitovogo massiva* [Melt inclusions in chrome-spinel of Kluchevsk gabbro-ultrabasic massif's stratiform part] // *Litosphere*. 2008. No. 2. pp. 101–115. In Russian
- Simonov V.A., Puchkov V.N., Prikhod'ko V.S., Stupakov S.I., Kotlyarov A.V., Karmanov N.S., Stepanov A.S. Physicochemical conditions of crystallization of dunites of the Nizhnii Tagil Pt-bearing massif (Middle Urals) // *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 2016. V. 57 (6). pp. 1106–1134. In Russian
- Simonov V.A., Chernyshev A.I., Kotlyarov A.V. Mineralogy and genesis of ultramafic rocks from the Kurtushiba ophiolite belt (Western Sayan) // *Mineralogy (Russia)*. 2022. V. 8 (2). pp. 49–62. In Russian
- Chernyshev A.I. *Ul'tramafity (plasticheskoye techeniye, strukturnaya i petrostrukturnaya neodnorodnost')* [Ul'tramafity (plastic flow, structural and petrostructural heterogeneity)]. Tomsk, 2001. 216 p. In Russian
- Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // *Geochemistry International*. 2004. V. 42 (Suppl. 1). pp. S1–S157.
- Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. V. 79. pp. 491–504.
- Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // *Chemical Geology*. 2014. V. 368. pp. 1–10.
- Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 29 July 2011. 2011. V. 12. N 7. Q07021. doi: 10.1029/2011GC003516.
- Dril S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P. Geochemistry of basalts from the western Woodlark, Lau and Manus basins: implications for their petrogenesis and source rock compositions // *Marine Geology*. 1997. No. 142. pp. 57–83.
- Ionov D.A., Benard A., Plechov P.Y. Melt evolution in subarc mantle: evidence from heating experiments on spinel-hosted melt inclusions in peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano (Kamchatka, Russia) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 162. pp. 1159–1174.
- Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. No. 4. pp. 655–671.
- Nicolas A. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer Academic Publishers. Netherlands, 1989. 367 p.
- Schiano P., Clocchiatti R., Lorand J.-P., Massare D., Deloule E., Chaussidon M. Primitive basaltic melt included in podiform chromites from the Oman ophiolite // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. V. 146. pp. 489–497.
- Shimizu K., Komiya T., Hirose K., Shimizu N., Maruyama S. Cr-spinel, an excellent micro-container for retaining primitive melts: implications for a hydrous plume origin for komatiites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 189. No. 3–4. pp. 177–188.
- Yavuz F., Yildirim D.K. A Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry. *Periodico di Mineralogia*. 2018. V. 87 (2). pp. 149–172. doi: 10.2451/2018PM787

Информация об авторах:

Симонов В.А., доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.
E-mail: simonov@igm.nsc.ru

Котляров А.В., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru

Чернышов А.В., доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой петрографии, геолого-географического факультета, Томский национальный исследовательский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: aich1953@mail.ru

Петрусева В.С., лаборант Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

Карманов Н.С., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: krm@igm.nsc.ru

Все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Information about the authors:

Simonov V.A., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Chief Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: simonov@igm.nsc.ru

Kotlyarov A.V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru

Chernyshov A.Iv., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Head of the Department of Petrography, Geology and Geography Faculty National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: aich1953@mail.ru

Petruseva V.S., Laboratory assistant, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia.

Karmanov N.S., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: krm@igm.nsc.ru

The authors contributed equally to this article.

The authors declare no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 08.09.2023; одобрена после рецензирования 05.11.2023; принята к публикации 03.03.2025

The article was submitted 08.09.2023; approved after reviewing 05.11.2023; accepted for publication 03.03.2025